



This is a digital copy of a book that was preserved for generations on library shelves before it was carefully scanned by Google as part of a project to make the world's books discoverable online.

It has survived long enough for the copyright to expire and the book to enter the public domain. A public domain book is one that was never subject to copyright or whose legal copyright term has expired. Whether a book is in the public domain may vary country to country. Public domain books are our gateways to the past, representing a wealth of history, culture and knowledge that's often difficult to discover.

Marks, notations and other marginalia present in the original volume will appear in this file - a reminder of this book's long journey from the publisher to a library and finally to you.

Usage guidelines

Google is proud to partner with libraries to digitize public domain materials and make them widely accessible. Public domain books belong to the public and we are merely their custodians. Nevertheless, this work is expensive, so in order to keep providing this resource, we have taken steps to prevent abuse by commercial parties, including placing technical restrictions on automated querying.

We also ask that you:

- + *Make non-commercial use of the files* We designed Google Book Search for use by individuals, and we request that you use these files for personal, non-commercial purposes.
- + *Refrain from automated querying* Do not send automated queries of any sort to Google's system: If you are conducting research on machine translation, optical character recognition or other areas where access to a large amount of text is helpful, please contact us. We encourage the use of public domain materials for these purposes and may be able to help.
- + *Maintain attribution* The Google "watermark" you see on each file is essential for informing people about this project and helping them find additional materials through Google Book Search. Please do not remove it.
- + *Keep it legal* Whatever your use, remember that you are responsible for ensuring that what you are doing is legal. Do not assume that just because we believe a book is in the public domain for users in the United States, that the work is also in the public domain for users in other countries. Whether a book is still in copyright varies from country to country, and we can't offer guidance on whether any specific use of any specific book is allowed. Please do not assume that a book's appearance in Google Book Search means it can be used in any manner anywhere in the world. Copyright infringement liability can be quite severe.

About Google Book Search

Google's mission is to organize the world's information and to make it universally accessible and useful. Google Book Search helps readers discover the world's books while helping authors and publishers reach new audiences. You can search through the full text of this book on the web at <http://books.google.com/>

UC-NRLF



B 3 816 652

62/370

Dr. phil. Carl Renz

LIBRARY
UNIVERSITY OF CALIFORNIA
DAVIS

Dr. phil. Carl Renz

Zeitschrift

der

Deutschen geologischen Gesellschaft.

— * —

59. Band.

1907.

(Mit vierundzwanzig Tafeln.)

Berlin 1907.

J. G. Cotta'sche Buchhandlung Nachfolger

Zweigniederlassung

vereinigt mit der Besser'schen Buchhandlung (W. Hertz)

SW. Kochstraße 58.

LIBRARY
UNIVERSITY OF CALIFORNIA
DAVIS

Universitäts-Buchdruckerei von Gustav Schade (Otto Francke) in Berlin.

Inhalt.

A. hinter den Titeln bedeutet Aufsatz, B. Briefliche Mitteilung,
P. Protokoll der mündlichen Verhandlungen.

	Seite
ABENDANON, E. C.: Die Geologie des Roten Beckens der Provinz Sz-Tschwan in China. (Mit 2 Texttafeln.) P.	197
BAUMHAUER: Die Mineralien des Binnentalles (Kanton Wallis). P.	176
BECK, R.: Die sog. Eklogitknollen im Blue Ground (mit Demonstration von Diamanten im Eklogit). (Titel.) P.	81
—: Untersuchungen über einige südafrikanische Diamantlagerstätten. (Hierzu 4 Textfig. und Taf. X—XIII.) A.	275
BECKER, E.: Chemische Beziehungen einiger melilithhaltiger Basalte. A.	401
—: Die Basalte des Wartenbergs bei Geisingen in Baden. (Hierzu 3 Textfig. und 1 geol. Karte [Taf. IX].) A.	244
—: Liasfossilien aus Basalt. (Titel.) P.	203
BIELEFELD, R.: Das Diluvium an der Ems und in Ostfriesland. Erwiderung an die Herren F. A. SCHUCHT und O. TIETZE auf die „Kritischen Bemerkungen zu BIELEFELDS Geest Ostfrieslands“. B.	281
BLANCKENHORN, M.: Der Haupt-Buntsandstein ist keine echte Wüstenbildung. P.	297
—: Zur Altersfrage der norddeutschen Eolithenfunde. Eine Entgegnung gegen Herrn RUTOT und F. WIEGERS. B.	82
BÖHM, JOH.: <i>Cardium Neptuni</i> GOLDF. P.	148
—: <i>Inoceramus Crispus</i> MANT. P.	113
—: Über <i>Haenleinia</i> nov. subgen. B.	317
Deecke, W.: Diatomeenkieskerne im paläocänen Tone Greifswalds. B.	254
—: Interglazialer Torf in Vorpommern. B.	35
DOELTER, C.: Über die Frage der Ausdehnung der Silikate beim Erstarren. B.	217
EISELE, HERMANN: Das Übergangsgebirge bei Baden-Baden, Ebersteinburg, Gaggenau und Sulzbach und seine Kontaktmetamorphose durch das Nordschwarzwälder Granitmassiv. (Hierzu Taf. VII sowie 1 Profil und 1 Übersichtskärtchen im Text.) A.	131
ERDMANNSDÖRFFER, O. H.: Über Vertreter der Essexit-Theralithreihe unter den diabasartigen Gesteinen der deutschen Mittelgebirge. P.	16
FINCKH: Über Ergebnisse seiner Untersuchungen an ostthüringischen Diabasen. P.	22

	Seite
FLEISCHER, A.: Untersuchungen zum Beweise der Ausdehnung des Basaltes beim langsamen Erstarren. <i>B.</i>	122
—: Zur Frage der Ausdehnung von Silikaten beim Erstarren. <i>B.</i>	317
FLIEGEL, G.: Eine angebliche alte Mündung der Maas bei Bonn.— Beobachtungen über die Beziehungen der pliocänen und diluvialen Flußaufschüttungen von Maas und Rhein. <i>B.</i>	256
FRAAS, E.: Pleistocene Fauna aus den Diamantseifen von Südafrika. (Hierzu Taf. VIII und 2 Textfig.) <i>A.</i>	232
FUCHS, ALEXANDER: Die Stratigraphie des Hunsrückschiefers und der Untercoblenschichten am Mittelrhein nebst einer Übersicht über die spezielle Gliederung des Unterdevons mittelrheinischer Facies und die Faciesgebiete innerhalb des rheinischen Unterdevons. (Mit 2 Textfig.) <i>A.</i>	96
GÄBERT, C.: Die Gneise des Erzgebirges und ihre Kontaktwirkungen. (Hierzu 1 geol. Übersichtskarte 1:300 000 auf Taf. XIV, Taf. XV—XX und 4 Textfig.) <i>A.</i>	308
GOTHAN: Pflanzengeographisches aus der paläozoischen Flora. <i>P.</i>	150
HENKEL, L.: Über den Wellenkalk an der unteren Tauber. (Mit 2 Textfig.) <i>B.</i>	266
HERMANN, RUD.: Die östliche Randverwerfung des fränkischen Jura. <i>P.</i>	165
HORNUNG, FERD.: Das Erdöl von Helfta bei Eisleben. <i>B.</i>	115
KEILHACK, K.: Eocene Brandungsgerölle aus einem Bohrloch bei Grünau. (Titel.) <i>P.</i>	149
KLAUTZSCH: Über den jüngsten Vulkanausbruch auf Sawai, Samoa. (Titel.) <i>P.</i>	111
KOEHN, W.: Notizen über die „Albüüberdeckung“ im nördlichen Frankenjura. <i>A.</i>	84
v. KOENEN, A.: Über Diluvialbildungen bei Northeim und Gronau. <i>P.</i>	225
—: Über die Schreibweise von Räh und Röth. <i>B.</i>	35
KORONIEWICZ, P.: Der Jura von Wieluń in Polen. <i>B.</i>	205
LANGENHAN, A.: Mitteilung an Herrn JOH. BÖHM. (Mit 2 Textfig.) <i>B.</i>	41
LEPPLA, A.: Ist das Saarbrücker Steinkohlengebirge von SO her auf Rotliegendes aufgeschoben? <i>B.</i>	90
LEHMANN, F. W. PAUL: Der Warliner Wallberg (Mit 1 Texttafel und 1 Textfig.) <i>B.</i>	321
—: Die Seebrücken des Warnowsees auf Wollin. (Mit 1 Textfig.) <i>B.</i>	323
MACCO, A.: Die Blue Ground-Vorkommen in Südafrika. <i>P.</i>	76
MADDALENA, L.: Über Eruptivgesteinsgänge im Vicentinischen. (Hierzu Taf. XXI u. XXII.) <i>A.</i>	377
MARTIN, J.: Beitrag zur Kenntnis der erratischen Basalte. (Hierzu Taf. II—VI.) <i>A.</i>	49
—: Kurze Bemerkungen über das Diluvium im Westen der Weser. Eine Berichtigung des Herrn F. SCHUCHT. <i>B.</i>	96
MESTWERTD: Verhalten und Alter der Störungen am Westende des Falkenhagener Liasgrabens. <i>P.</i>	111
MICHAEL, R.: Über die Altersfrage der oberschlesischen Tertiär-Ablagerungen. <i>P.</i>	23
—: Über die Frage der Orlauer Störung im oberschlesischen Steinkohlenbecken. <i>P.</i>	30
OPPENHEIM, PAUL: Über das Miocän in Oberschlesien. <i>B.</i>	43

	Seite
PENCK: Interglaziale Ablagerungen im Etschtalgebiete. P. . . .	4
PETERSEN, J.: Eine Berichtigung. B.	38
PHILIPP, H.: Resorptions- und Injektionserscheinungen im südlichen Schwarzwald. P.	189
POHLIG, H.: Die 10 obersten Terminalmoränen der Chajoux-Moselotte in den französischen Vogesen. (Mit 1 Textfigur.) B. . . .	270
—: Ein abnormer Mammutzahn aus Neusibirien. B.	222
—: Entdeckung der Dinotheriensande an dem Niederrhein. B. . . .	221
—: Zur Lakkolithenfrage. B.	278
SAPPER, KARL: Über einige isländische Lavavulkane. (Mit 3 Textfig.) B.	104
SCHMIDT, C.: Begrüßungsworte zur Eröffnung der 52. Hauptversammlung in Basel. P.	169
—: Neue Funde von A. TOBLER in Südost-Sumatra. P.	203
SCHMIDT, W. E.: <i>Cryphaeus</i> in den Siegener Schichten. (Mit 1 Textfig.) P.	9
SCHUCHT, F., und O. TIETZE: Das Diluvium an der Ems und in Ostfriesland. [Kritische Bemerkungen zu BIELEFELDS Geest Ostfrieslands.] A.	215
SCHÜTZE, E.: Alttertiäre Land- und Süßwasserfossilien aus dem Ries. P.	191
SOLGER: Die Entstehung des brandenburgischen Odertales. P.	230
SOMMERFELDT: Über den Ursprung des Ammoniake in Laven. P. . . .	193
STEENSTRUP: Über die Verwertung von Meßischblättern zu Übersichtskarten. (Titel.) P.	203
STEINMANN, G.: Alpen und Apennin. P.	177
—: Über Älteren Löß im Niederrheingebiet. P.	5
—: Über die Zinnerzlagertstätten Boliviens. P.	7
STILLE: Geologische Studien im Gebiete des Rio Magdalena. (Titel.) P.	15
STREMMER: Die Bituminierung. (Mit 2 Textfig.) P.	153
STROMER VON REICHENBACH, E.: Über Molukkenkrebse. P.	187
STUTZER, O.: Die Entstehung der Eisenerzlagertstätten Lapplands. P.	135
TANNHÄUSER, F.: Über den „Neuroder Gabbrozug“ in der Grafschaft Glatz. P.	295
TIETZE, O.: Über das Alter des Emstalsandes. B.	132
TORNÄU: Die nutzbaren Mineralvorkommen, insbesondere die Goldlagertstätten Deutsch-Ostafrikas. P.	60
UHLIG, JOHANNES: Die Gruppe der Flaseriggabbros im sächsischen Mittelgebirge. (Hierzu Taf. I u. 1 Textfig.) A.	1
WALTER, KARL: Petrographische Untersuchungen einiger klastischer Gesteine aus dem Paläozoikum des rheinischen Schiefergebirges. [Ein Beitrag zur Einteilung dieser Gesteinsgruppe.] (Hierzu Tafel XXIII und XXIV.) A.	417
WERTH, EMIL: Das Diluvium des Hirschberger Kessels. (Mit 2 Textfig.) A.	71
WICHMANN, A.: Ein verschollener Meteorit aus dem Jahre 1809. B.	220
WIEGERS, FRITZ: Zur Abwehr. B.	12
WOLLEMAN, A.: Neue Versteinerungen aus dem mittleren Gault von Algerien. B.	55
WÜST, EWALD: Fossilführende pliocäne Holtemme-Schotter bei Halberstadt im nördlichen Harzvorlande. A.	120

ZIMMERMANN, E.: Der Buntsandstein bei Saalfeld in Thüringen und über sandgeschliffene Gerölle in dessen Konglomeraten. P.	227
—: Über den „Pegmatitanhydrid“ und den mit ihm verbundenen „Roten Salzton“ im jüngeren Steinsalz des Zechsteins vom Staß- furter Typus und über Pseudomorphosen nach Gips in diesem Salzton. (Hierzu eine Texttafel.) P.	136

Druckfehlerberichtigungen	vii
Mitgliederverzeichnis	329
Ortsregister	472
Protokoll der Sitzung vom 2. Januar	3
" " " " 6. Februar	15
" " " " 6. März	58
" " " " 10. April	111
" " " " 1. Mai	135
" " " " 5. Juni	147
" " " " 3. Juli	149
" " Hauptversammlung:	
9. August	169
10. "	183
11. "	197
Protokoll der Sitzung vom 6. November	225
" " " " 5. Dezember	293
" " Vorstands- und Beiratssitzung am 11. August	196
" " " " 28. Dezember	315
" " Vorstandswahl für 1907	1
" " " " 1908	294
Rechnungsabschluß	438
Sachregister	487
Zugänge für die Bibliothek im Jahre 1907	446

Druckfehlerberichtigungen zu Bd 59.

Seite 244 in der Überschrift und

- „ 245 Zeile 7 von unten lies 1:25000 statt 1:10000. (Anm.: Aus redaktionellen Gründen mußte die im Maßstabe 1:10000 eingelieferte Karte auf 1:25000 verkleinert werden.)
- „ 270 Zeile 4 von unten lies „melilithfreie“ statt „melilithhaltige“.
- „ 68 Zeile 14 von oben lies „Mbakana“ statt „Mkabana“.
- „ 97 Zeile 4 von unten lies „24“ statt „26“.
- „ 212 Zeile 20 von oben lies „Łośnice“ statt „Łosnice“.
- „ 214 Zeile 6 von oben lies „*torquatus*“ statt „*torquates*“.
- „ 233 Zeile 18 von unten lies „in die Oder“ statt „der Oder“.
- „ 235 Fig. 2 lies „Aurith“ statt „Aurich“.
- „ 243 letzte Zeile lies „östlich“ statt „westlich“.
- „ 330 in der Adresse von Herrn Baschin ist hinter dem Namen zuzufügen: „Dr.“
- „ 338 in der Adresse von Herrn Holtheuer lies „Leisnig“ statt „Leising“.
- „ 340 in der Adresse von Herrn Kraencker hinter Straßburg ist zuzusetzen: „i. E.“

Zeitschrift

der

Deutschen Geologischen Gesellschaft.

Aufsätze.

1. Die Gruppe des Flasergabbros im sächsischen Mittelgebirge.

Von Herrn JOHANNES UHLIG in Dresden.

Hierzu Taf. I und 1 Textfig.

1. Einleitung.

Die Gesteinsgruppe, mit der sich die vorliegende Arbeit beschäftigt, findet sich fast ausschließlich an der Grenze des mittelsächsischen Granulits gegen die hangenden Biotitgneise, Gneisglimmerschiefer und Glimmerschiefer in Form von voneinander getrennten Lagern oder linsenförmigen Gesteinskörpern. Sie setzt sich im wesentlichen zusammen aus fein- bis dickschiefrigen oder dichten Plagioklasamphiboliten, in welche lenticuläre Partien von Gabbro und grobflaserigen Amphiboliten sowie von allen möglichen Zwischengliedern beider eingeschaltet sind, während zugleich stellenweise ein allmählicher Übergang der flaserigen Amphibolite in die erstgenannten Amphibolschiefer stattfindet. In diesen Komplexen fehlt normaler, körniger Gabbro nicht, im allgemeinen aber herrschen flaserige Gabbrovarietäten vor, in denen meist teilweise eine Vertretung des Pyroxens durch Hornblende stattfindet. Oft ist die Flasergabbrogruppe vergesellschaftet mit Bronzitzerpentininen, die sich gewöhnlich zwischen sie und die Granulite einschieben, vereinzelt aber auch Linsen innerhalb der Flasergabbrovorkommenisse bilden. Die Verbindung und Wechsellagerung der petrographisch und strukturell so verschiedenartigen Gesteinstypen untereinander und mit den angrenzenden Gesteinen ist fast immer eine konkordante, und so ist es begreiflich, daß sich die Anschauungen über die Genesis der Flasergabbrogruppe stets eng verknüpfen mit denjenigen über den Granulit und die hangenden Schiefer.

Der erste, der sich mit dem sächsischen Gabbro eingehender befaßte und ihn anfangs teils als Diorit, teils als Hypersthenit beschrieb, C. F. NAUMANN¹⁾, kam zu der Anschauung, daß derselbe ebenso wie der Granulit ein nur eigentümlich struiertes Eruptivgestein sei²⁾. — Im Gegensatz zu NAUMANN faßte A. STELZNER³⁾ die Flasergabbrogruppe als ein Glied der Granulitformation auf, welche er auf Grund der regelmäßigen, vielfachen Wechsellagerung der verschiedenen Granulitvarietäten für eine archaische Sedimentformation hielt. Den Gabbro erklärte er für eine besonders grobkörnige Ausbildung des Trappgranulits. — Zu ähnlichen Resultaten gelangte die geologische Landesuntersuchung von Sachsen durch die unter der Leitung von H. CREDNER von E. DATHE und J. LEHMANN ausgeführte Aufnahme dieses Gebietes. Vor allem verstand es E. DATHE, diese Vorstellungen zu stützen durch seine vorzüglichen Darstellungen der Verhältnisse des nördlichen Granulitgebietes unter den Gesichtspunkten dieser Theorie, wie sie niedergelegt sind in den Erläuterungen zu den betreffenden Sektionen⁴⁾. Der Gabbro wurde dabei zusammen mit den Bronzitserpentin und den Augengranuliten zum Leitgestein des obersten Horizontes der Granulitformation. Durch die Arbeiten E. DATHEs sowie durch zwei treffliche, überaus anschauliche Schriften H. CREDNERs⁵⁾, die als Endergebnis der geologischen Aufnahme erschienen, blieben diese Anschauungen für zwei Jahrzehnte die herrschenden. — Mitte der

¹⁾ C. F. NAUMANN: Geognostische Beschreibung des Königreichs Sachsen, Heft I und II, 1836 und 1838.

Ders., Jahrb. d. K. K. geol. Reichsanstalt VII, 1856, S. 766.

Ders., Lehrbuch der Geognosie, Bd. II, 1862, S. 175—185.

Ders., N. Jahrb. f. Min. 1872, S. 911.

²⁾ Für den Granulit behauptete dies bereits WEISS 1803. Vgl. Neue Schriften der Gesellschaft naturf. Freunde zu Berlin, IV, 1803, S. 357.

³⁾ A. STELZNER: Untersuchungen im Gebiet der sächsischen Granulitformation. N. Jahrb. f. Min. 1871, S. 244. — Über die Genesis des sächsischen Granulitgebiets. N. Jahrb. 1873, S. 744.

⁴⁾ Vgl. Geologische Spezialkarte des Königreichs Sachsen. Herausgegeben vom Kgl. Finanzministerium unter der Leitung von H. CREDNER; 1:25 000, Leipzig. Dem Granulitgebiet angehörende Teile auf Sektion Leisnig, Döbeln, Rochlitz, Geringwalde, Waldheim, Roßwein von E. DATHE 1874—1879, auf Sektion Langenleuba, Penig, Mittweida, Frankenberg, Hainichen, Glauchau, Hohenstein, Chemnitz von J. LEHMANN 1874—1878 aufgenommen.

⁵⁾ H. CREDNER: Geologischer Führer durch das sächsische Granulitgebirge, Leipzig 1880.

Ders.: Das sächsische Granulitgebirge und seine Umgebung; mit Übersichtskarte, Leipzig 1884.

achtziger Jahre hatte sich inzwischen J. LEHMANN auf einen neuen Standpunkt gestellt¹⁾. Er erklärte den Granulit für ein in großer Tiefe erstarrtes granitisches Gestein, das „pseudo-eruptiv“, d. h. als feste, aber unter dem hohen Druck sich wie plastisch verhaltende Masse in die paläozoischen Schiefer hineingepreßt wurde und zugleich mit diesen durch die Pressung seine kristalline Schieferstruktur erhielt. Auf der Grenzscheide von Granulit und Glimmerschiefer, also an Stellen schwächsten Zusammenhangs, drang als jüngeres Eruptivgestein der Gabbro empor, der „einen Teil der Metamorphose mitmachte und dadurch in schieferige Modifikationen übergang“²⁾. — In den nun folgenden Jahren bereitete sich in den Anschauungen über den Granulit eine Rückkehr zu denjenigen NAUMANNS vor, im Zusammenhang mit der fortschreitenden Erkenntnis, daß in manchen Gneisen eruptive Massen vorliegen. Den Beginn hierzu bezeichnet eine Arbeit von E. DANZIG³⁾, der Schiefer-einschlüsse im Granulit in solcher Form und in solcher Weise eingelagert fand, wie sie sich nur mit der Annahme einer eruptiven Entstehung des Granulits in Einklang bringen ließen. Doch blieben die durch die Landesuntersuchung gewonnenen Anschauungen bis zum Beginn des neuen Jahrhunderts die herrschenden. — Im Jahre 1902 sprach H. CREDNER in seiner Geologie⁴⁾ die Vermutung aus, daß der Granulit ebenso wie gewisse Gneise ein Eruptivgestein sei. Mit voller Bestimmtheit stellte sich dann 1903 LEPSIUS⁵⁾ auf den Standpunkt NAUMANNS, indem er den Granulit für ein granitisches Eruptivgestein erklärte. Durch Einschmelzung von Schiefen verschiedener Zusammensetzung entstanden nach ihm die Granulite verschiedener mineralogischer und chemischer Zusammensetzung. Die Gabbros und die mit denselben eng verbundenen Amphibolschiefer hält er für kontaktmetamorph umgewandelte Diabase und Diabastuffe, auf die das granulitische Magma bei seiner Intrusion in die paläozoischen Schiefer stieß; durch Aufnahme von Diabasmaterial im Magma und Umkristallisation desselben entstanden die Pyroxengranulite und Granatserpentine. Die Flaserung der Gabbros sei eine Folge von Druck, der auf

¹⁾ J. LEHMANN: Untersuchungen über die Entstehung der altkristallinen Schiefergesteine mit besonderer Bezugnahme auf das sächsische Mittelgebirge, Erzgebirge, Fichtelgebirge und Bayrisch-böhmische Grenzgebirge. Mit Atlas. Bonn 1884.

²⁾ a. a. O. S. 191.

³⁾ E. DANZIG: Über die eruptive Natur gewisser Gneise sowie des Granulits im sächsischen Mittelgebirge. Diss., Kiel 1888.

⁴⁾ CREDNER: Geologie. 9. Aufl., 1904, S. 374.

⁵⁾ LEPSIUS: Geologie von Deutschland II, 1903, S. 142—173.

die Gabbrolager ausgeübt wurde; „die dadurch bewirkte Zerkümmern der Kristalle erleichterte mineralische Umsetzungen“. — Fast gleichzeitig erklärte sich auch H. CREDNER¹⁾ auf dem internationalen Geologenkongreß in Wien für die eruptive Genesis des Granulits und legte in einem Anhang zu der ebenfalls 1903 erschienenen Erläuterung zu Sektion Geringswalde-Ringethal der 2. Auflage der geologischen Spezialkarte²⁾ in Gemeinschaft mit E. DANZIG den augenblicklichen Standpunkt nieder. Durch neue Aufschlüsse hatte es sich herausgestellt, daß die bisher für normal angesehenen plattig-schiefrigen Granulitvarietäten nur besondere, vorwiegend an den Randpartien des lakkolithartigen Gesteinskörpers ausgebildete Abarten eines granitisch-körnigen Gesteins sind, das als solches wesentlich auf die zentralen Teile beschränkt ist. Die einzelnen Gesteinsvarietäten mit Einschluß der Gabbros, Pyroxengranulite und Serpentine werden als Differenzierungsprodukte des Granulitmagmas betrachtet. Parallelstruktur, Windungen, Biegungen, Knickungen der scheinbaren Schichten und Lagen des Granulits sind primäre, während der Erstarrung erzeugte Erscheinungen.

Gehen so die Anschauungen über den Granulit des sächsischen Mittelgebirges gegenwärtig kaum auseinander, so läßt sich dies nicht von der Flasergabbrogruppe behaupten. Bis zu einem gewissen Grade weisen jedoch alle neueren Vorstellungen über dessen Genesis auf die LEHMANNschen Anschauungen zurück, insofern die Flaserung und Schieferung der Gabbros und Amphibolschiefer durch Druckwirkung am festen Gestein erklärt werden. In unveränderter Gestalt sind die LEHMANNschen Anschauungen übrigens in mehrere neuere Sammelwerke und Lehrbücher übergegangen³⁾. Während nun bei LEHMANN der Gabbro ein Eruptivgestein darstellt, welches jünger als der Granulit ist, erscheint er in der Vermutung von CREDNER-DANZIG als Differenzierungsprodukt des letzteren, also als gleichalterig mit demselben, und LEPSIUS hält ihn endlich für älter als den Granulit und für ein Kontaktprodukt an dem letzteren. Bei der weitgehenden Differenz der Meinungen über diese interessante Gesteinsgruppe scheint es wohl berechtigt, dieselbe einer neuen, speziellen Bearbeitung zu unterwerfen.

¹⁾ IX. Congrès géologique international, Vienne 1893. — Procès verbal de la quatrième séance générale, S. 116.

²⁾ a. a. O. S. 44.

³⁾ Erwähnt sei nur ROSENBUSCH: Mikroskop. Physiographie d. Mineralien II. 3. Aufl., Stuttgart 1896, S. 325.

2. Geologischer Überblick über die Flasergabbrogruppe.

Da die sächsischen Gabbros vorwiegend an einen bestimmten Horizont des Granulitgebirges gebunden sind, und auch sonst bedeutsame Wechselbeziehungen zwischen ihnen und den Gesteinen des letzteren bestehen, so muß ich in aller Kürze, und zwar gestützt auf die oben zitierten Darstellungen, auf dieses selbst eingehen, um mir für später umständliche Darstellungen zu ersparen. Das sächsische „Granulitgebirge“, das den Namen Gebirge nur im geologischen Sinne verdient, ist ein Hügelland von elliptischem Umrisse, dessen große Achse zwischen den Städten Glauchau und Roßwein bei einer Richtung von SW nach NO eine Länge von 50 km besitzt, während sich die kleinere Achse von Sachsenburg bei Frankenberg bis über Rochlitz auf etwa 18 km Länge erstreckt. Der Wechsel von Berg und Tal wird fast nur durch die Erosion der Wasserläufe hervorgerufen — ein Umstand, der für die Art der Aufschlüsse von Bedeutung ist —, selten nur ragt eine Gesteinspartie infolge ihrer größeren Widerstandsfähigkeit klippenartig über ihre Umgebung. Wie erwähnt, ist der Granulit nach den neuesten Ermittlungen ein granitisches Eruptivgestein von schlierig-lagenförmiger Beschaffenheit, das in altpaläozoische Schiefer hineingepreßt wurde und „einen Lakkolithen von flachgeböschter, elliptisch-kuppelförmiger Gestalt“¹⁾ bildete. Die angrenzenden Schiefer erlitten dabei eine intensive Kontaktmetamorphose; unmittelbar benachbarte Partien wurden durch Imprägnation mit granitischem Material — wovon allerdings ein nicht unbeträchtlicher Teil auf Kosten späterer Granitnachschiebe zu setzen ist — zu Gneisglimmerschiefern umgewandelt, deren Glimmergemengteil vorwiegend Biotit ist; an sie schließen sich nach außen Muskovitschiefer, z. T. als Garben- und Fruchtschiefer, und in allmählichem Übergange Phyllite an, die bisweilen als Knotenschiefer ausgebildet sind. In den Schiefen finden sich Einlagerungen von Hornblendegesteinen, graphitischen Quarzitschiefern und kristallinem Kalk. Durch paläontologische Funde an der Südostflanke des Granulitgebirges hat sich herausgestellt²⁾, daß hier die innere Kontaktzone der Gneisglimmerschiefer und Glimmerschiefer silurischen, die Phyllite devonischen Alters

¹⁾ Erl. zu Sekt. Geringswalde-Ringethal. 2. Aufl., 1903, S. 45.

²⁾ Erl. zu Sekt. Mittweida-Taura. 2. Aufl., 1905, S. 15. — Vergl. auch: W. BERGT im Centralblatt f. Mineralogie etc. 1905, S. 109 und H. CREDNER u. E. DANZIG, ebendasselbst 1905, S. 257.

sind, während die nördliche und nordöstliche Flanke des Kontakthofes kambrischen Alters zu sein scheint. Schollen und Schieferfetzen, die in den Granulit einsanken, sind besonders stark metamorphosiert und imprägniert und dabei zu den sog. Biotit-, Cordierit- und Granatgneisen geworden; sie finden sich teils insular, teils peninsular im Granulit eingeschlossen, welcher seinerseits gelegentlich auch in Gestalt konkordant injizierter Lagergänge in den Schiefen der inneren Zone auftritt. An der Grenze gegen die letzteren ist der Granulit bei gleichzeitiger Führung augenartiger Einsprenglinge ausgezeichnet lagenförmig und gebändert ausgebildet, wodurch die als Augengranulit bezeichnete Varietät entsteht, die besonders gut in der Nachbarschaft der Flaser-gabbros und Bronzitzer-serpentine entwickelt ist. Jünger als alle diese Gesteine sind granitische Bildungen, die zunächst lagerförmig vor allem in die inneren Teile der Schieferhülle eindringen und die oft gneisig ausgebildeten Lager- und Gneisgranite, namentlich der Gegend von Wolkenburg-Penig-Wechselburg, darstellen, schließlich aber auch die infolge einer großartigen Zerberstung des ganzen Gebirges gebildeten Spaltenzüge erfüllten und zu den monotonen Ganggraniten vom Mittweidaer Typus wurden, mit denen im wesentlichen die eruptive Tätigkeit dieser Periode in unserem Gebiete ihren Abschluß fand. Da die Schichten des Kulms sich diskordant an das Devon des mittelgebirgischen Südostflügels anlegen, so fällt die Aufpressung des Granulit-lakkolithen anscheinend zwischen Devon und Karbon; finden sich doch schon in den Schichten des Kulms Gerölle von Kontaktgesteinen aus der unmittelbaren Umgebung des Granulits, während Gerölle des Granulits selbst im unteren Rotliegenden auftreten, das Gebirge also zu dieser Zeit bereits bis auf den Kern abgetragen sein mußte. Über die genannten paläozoischen Formationen ist eine allgemeine Decke neozoischer Ablagerungen ausgebreitet, so daß die ersteren meist erst durch die Erosion der Wasserläufe an den Talgehängen bloßgelegt sind.

Wenden wir uns nun der Flaser-gabbrogruppe selbst zu. Der Gabbro dieser Gesteinsgruppe ist im wesentlichen ein mittel- bis grobkörniges, selten einmal feinkörniges Gemenge von basischem Plagioklas mit meist braunem, auf den Ablösungsflächen metallisch glänzendem Diallag und braunschwarzem bis bronzegelbem rhombischen Pyroxen. Die Größe dieser wesentlichen Gemengteile kann recht beträchtlich werden; an den Vier Linden bei Roßwein erreichen dieselben 8 cm Länge bei 6 cm Breite. Andere Mineralien von akzessorischer Bedeutung sind meist erst mikroskopisch wahrzunehmen, so

Eisenerze, Olivin, Biotit, primäre braune Hornblende u. a. Neben einer normal-körnigen Struktur nimmt der Gabbro nun oft eine flaserige bis fast schiefrige Ausbildungsweise an, die sich besonders gern in den Randpartien sonst körniger Gabbrolinsen einstellt, stellenweise aber auch selbständige Gesteinskörper beherrscht. Indem die Pyroxene mehr oder weniger durch grün- oder braunschwarze Hornblende vertreten sind, entstehen Übergänge zu den flaserigen bis flaserig-schiefrigen Amphiboliten. Nicht zu verwechseln mit diesen sind die meist regellos struierten, seltener flaserigen Gesteine mit grüner smaragditischer Hornblende, welche manchen Vorkommnissen zu fehlen scheinen. Alle diese Gesteinstypen sind nun, z. T. selbständig, z. T. miteinander durch alle möglichen Übergänge verbunden, als plumpere oder schlankere Linsen den eigentlichen Amphibolschiefern eingeschaltet.

Die Mächtigkeit dieser Linsen ist eine sehr wechselnde; sie schwankt zwischen wenigen Zentimetern und mehreren Metern. Da die bisher angeführten, an ihnen beteiligten Varietäten in ihrem äußeren Habitus stets mehr oder weniger deutlich an die normalen Gabbros erinnern, sollen sie vorläufig im folgenden im Gegensatz zu den die lentikulären Massen umgebenden Amphibolschiefern kurz als „gabbroide Typen“ zusammengefaßt werden. — Die Verbindung der Plagioklas- und Amphibol- resp. Pyroxenfasern ist bei ihnen in vielen Fällen eine eigentümliche und für die Flaseriggabbros besonders bezeichnende; an ihren Enden teilen sie sich nämlich in vielfacher Wiederholung, so daß eine innige, gegenseitige Verschränkung der verschiedenen Fasern stattfindet. Der Kern der Pyroxen-Amphibolfasern wird bisweilen von einem größeren Pyroxenindividuum gebildet; dann kommt eine ausgezeichnete Augenstruktur zustande.

Die Amphibolschiefer sind meist von so feinem Korn, daß man ihre Gemengteile, grün- oder braunschwarze Hornblende, Plagioklas und verschiedene Eisenerze, erst u. d. M. erkennt; sie besitzen dann eine schwarze bis graue Färbung. In anderen Fällen entsteht durch Verteilung der beiden Hauptgemengteile in wechselnden Lagen eine ausgezeichnet bändrig-schiefrige bis dickplattige Struktur. Gewöhnlich besitzen übrigens auch die dichten Gesteine eine versteckte Schieferigkeit, selten sind sie ganz regellos struiert und zeigen dann splitterigen Bruch. — Wie erwähnt, können die Amphibolschiefer durch Übergänge mit den flaserigen Gesteinen der Linsen verknüpft sein; oft stoßen sie jedoch scharf und unvermittelt an den Linsen der gabbroiden Typen ab, ja sie

setzen auch diskordant und oft sich apophysenhaft verästelnd durch diese hindurch. Im letzteren Falle handelt es sich allerdings stets um eine erzeiche Abart, welche übrigens oft die umhüllenden Amphibolschiefer selbst gangartig durchsetzt.

Die dem Text beigegefügte Abbildung¹⁾ soll einen allgemeinen Begriff von den Struktur- und Verbandsverhältnissen der einzelnen Gesteinsvarietäten der Flasergabbrogruppe geben.

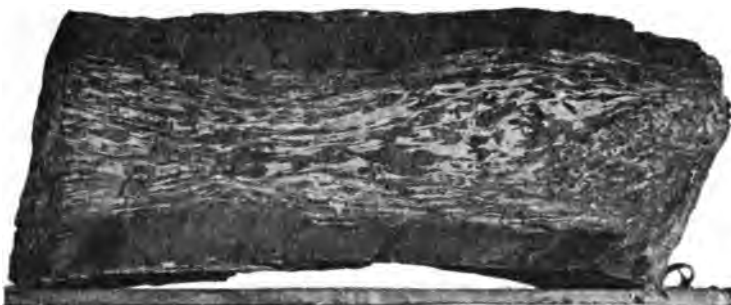


Fig. 1.

Verband der verschiedenen Varietäten der Flasergabbrogruppe zu einem Gesteinsganzen.

Gesteinsblock von Böhrigen bei Roßwein ($\frac{1}{3}$ nat. Gr.).

(Aus der Sammlung der geol. Landesanstalt von Sachsen.)

Die aus grobflaserigen Varietäten, z. T. Flasergabbros, z. T. flaserigen Amphiboliten bestehende mittlere Partie des abgebildeten Blockes stellt einen Teil eines schlank linsenförmigen, fast lagenförmigen Gesteinskörpers dar; der letztere zerfällt seinerseits wieder in kleinere linsenförmige Partien, wie dies besonders auf der rechten Seite der Abbildung gut zu sehen ist. An die ziemlich grobkörnigen und nahezu massig struierten innersten Teile des Gesteinskörpers schließen sich nach außen hin aus immer länger gestreckten und dünner werdenden Gesteinslagen bestehende Partien an, welche den Übergang vermitteln zu den äußerst feinkörnigen, dem bloßen Auge fast dicht erscheinenden Amphibolschiefen, welche den Block nach oben und unten abschließen.

¹⁾ Das prächtige, von Böhrigen bei Roßwein herstammende Stück, das in der Abbildung wiedergegeben ist, befindet sich in der Sammlung der sächsischen geol. Landesanstalt, und ich bin Herrn Geheimrat Prof. Dr. CREDNER für Überlassung desselben zu großem Dank verpflichtet.

Ein auffälliger Unterschied der Amphibolschiefer gegen die gabbroiden Typen besteht in der weit größeren Verwitterbarkeit der ersteren. So sind die Amphibolschiefer an der Oberfläche immer in grusige, sandige und schließlich feinerdige Massen (Walkerde) zersetzt, die oft die ursprüngliche Lagen- und Bänderstruktur noch vorzüglich zeigen, während in ihnen hier und da wohlerhaltene, verrundete Blöcke der gröber strukturierten, gabbroiden Gesteine sitzen, die dort, wo die zersetzten Partien durch das Wasser fortgeführt wurden, liegen blieben und Blockanhäufungen bilden. Ausnahmslos zeigen diese Verhältnisse die Vorkommnisse auf den Plateaus des sächsischen Mittelgebirges, so daß es danach scheinen mag, als herrschten die gabbroiden Gesteinsvarietäten durchaus vor. In den Tälern der Wasserläufe hingegen, wo durch die Erosion die ganze Gesteinsgruppe angeschnitten ist, beobachtet man, daß die schiefrigen Amphibolite durchaus vorwiegen; ja bisweilen scheinen die körnigen und flaserigen Einlagerungen zu fehlen, so am rechten Zschopauufer bei Grumbach bei Mittweida, in Nieder-Elsdorf bei Lunzenau, und nur hin und wieder werden Linsen derselben an diesen Orten durch Steinbruchbetrieb bloßgelegt. Selten treten auch in diesen Aufschlüssen die gabbroiden Gesteine mehr in den Vordergrund, wie an der Höllmühle bei Penig und am rechten Ufer der Striegis oberhalb Böhrigen. Am letzteren Orte sind die einzelnen Gesteinsvarietäten in typischster Weise ausgebildet und ihre Verbandsverhältnisse ausgezeichnet zu übersehen, wenn auch zurzeit nicht mehr in der von E. DATHE geschilderten Übersichtlichkeit¹⁾, wie überhaupt die Aufschlüsse gegenwärtig recht ungünstige sind.

Die Flasergabbrogruppe bildet keine kontinuierliche Zone an der Grenze des Granulitlakkolithen gegen die Schieferhülle, sondern einzelne mit der Schichtung und Plattung der übrigen Gesteine konkordante Lager oder bei kleineren Dimensionen linsenförmige Partien, die sich entweder direkt zwischen Granulit im Liegenden und Gneisglimmerschiefer im Hangenden einschalten — von dem ersteren stellenweise durch ein Lager von Bronzitserpentin getrennt — oder doch unmittelbar in der Nähe der Grenze der beiden erstgenannten Gesteine in dem einen oder anderen von beiden auftreten. Auch dort, wo sie sich ausnahmsweise nicht an der Grenze des Granulitgebietes finden, wie an der Höllmühle bei Penig, schieben sie

¹⁾ Erl. zu Sekt. WALDHEIM, 1. Aufl., S. 41—43, Taf. 1, Fig. 1.

sich zwischen Granulit und Gneisglimmerschiefer ein, indem man es bei dem letzteren wohl mit den Resten einer vom Dach des Lakkolithen in diesen hineinragenden Schieferpartie zu tun hat. Andere Gabbrovorkommnisse desselben im Innern des Granulitgebiets (bei Claußnitz bei Mittweida) oder in einer ganz fremden Umgebung von Phylliten und anderen Gesteinen (Haßlau bei Roßwein) sind auf Verwerfungen zurückzuführen.

Gegen den Bronzitserpentin ist die Flasergabbrogruppe in allen zurzeit noch bestehenden Aufschlüssen scharf abgegrenzt, wenn auch durch konkordante Stellung der beiderseitigen Schieferungsflächen und Gesteinsplatten sowie dadurch, daß Serpentinlinsen bisweilen den Vorkommnissen der Flasergabbrogruppe eingeschaltet sind, eine innige Beziehung beider zueinander unverkennbar ist. Die Bronzitserpentine sind mattschwarze oder bräunliche bis lichtgelblich grüne Gesteine, die mehr oder weniger häufig makroskopischen Bronzit, oft in lagenförmiger Verteilung, führen und sich aus dickbankigen oder linsenförmigen, seltener dünnplattigen Gesteinskörpern aufbauen. Nach den Ermittlungen der geologischen Landesanstalt ist das Muttergestein derselben Bronzit- oder Bronzitenstatitfels gewesen. Olivin ist nur im Serpentin von der Höllmühle gefunden worden.

Was die Verbreitung und Verteilung der Flasergabbrogruppe im sächsischen Granulitgebiet betrifft, so muß auf die oben erwähnte Übersichtskarte des sächsischen Granulitgebietes von H. CREDNER sowie auf die ebenfalls angeführte Spezialkarte von Sachsen und ihre Erläuterungen verwiesen werden. Folgende Sektionen, deren Karten und zugehörige Erläuterungen z. T. in 2. Auflage vorliegen, kommen hierbei in Betracht: Leisnig (Blatt 45), Döbeln (46), Rochlitz-Geithain (60; 2. Aufl.)¹⁾, Geringswalde-Ringethal (61; 2. Aufl.), Waldheim-Böhrigen (62; 2. Aufl.), Roßwein-Nossen (63), Penig-Burgstädt (76; 2. Aufl.), Mittweida-Taura (77; 2. Aufl.), Frankenberg-Hainichen (78), Glauchau-Waldenburg (94; 2. Aufl.), Hohenstein-Limbach (95; 2. Aufl.).

¹⁾ Der Flasergabbro bei Zschauitz, der auch in der 2. Aufl. von Sekt. Rochlitz-Geithain als Hornblendeschiefer angegeben ist, ist erst neuerdings als solcher durch E. DANZIG erkannt worden; vgl. Erl. zu Sekt. Geringswalde-Ringethal. 2. Aufl., S. 14, 1903.

3. Mikroskopische Beschreibung.

Die gabbroiden Varietäten der Flasergabbrogruppe stellen eine Reihe von Gesteinen dar, als deren normales Ausgangsglied ein richtungslos körniger Gabbro anzusehen ist, von dem sich die übrigen Gesteine durch eine offenbar durch Druckvorgänge hervorgerufene Struktur und weiter durch Ersetzung der Gabbropyroxene durch Mineralien der Hornblende-Gruppe unterscheiden, während sie andererseits durch alle möglichen Übergänge innig mit ihm verbunden sind. Allerdings stellt der Gabbro selbst nichts weniger als einen über das ganze Gebiet einheitlich und gleichmäßig zusammengesetzten Typus dar, sondern zeigt auch seinerseits durch Ausscheiden oder Aufnahme verschiedener Gemengteile sowie vor allem durch die recht differierende quantitative Beteiligung der einzelnen Komponenten eine ungemein wechselnde Beschaffenheit. Da jedoch die abweichenden Gesteine mit den vorwiegenden normalen, aus Labradorit, Diallag und rhombischem Pyroxen bestehenden Gabbros durch Übergänge innig verknüpft sind, außerdem räumlich beschränkte Vorkommnisse darstellen, so erscheint mir eine weitere Einteilung dieser Gesteine in Gabbro, Olivinegabbro, Norit, Olivinnorit und Forellenstein nicht gerechtfertigt zu sein.

An der Zusammensetzung dieser normalen körnigen Gabbros beteiligen sich folgende primäre Gemengteile: Labradorit, Diallag, Bronzit, Enstatit, Hypersthen, Olivin, dunkelbraune Hornblende, hellbraungrüne Hornblende in Form von Säumen um andere Mineralien, Biotit, Magnetkies, Titaneisen und Apatit.

Der Plagioklas ist vorwiegend Labradorit von etwa normaler Zusammensetzung ($Ab_1 An_1$), doch finden sich daneben noch basischere Plagioklase, da an nach dem Albitgesetz verzwillingten Individuen in symmetrisch auslöschenden Schnitten Auslöschungsschiefen bis zu 39° gemessen wurden, welche Zahl auf ein Mittelglied zwischen Labradorit und Bytownit verweist. Die chemische Zusammensetzung des violettgrauen Plagioklasses aus dem grobkörnigen Gabbro von den Vier Linden bei Roßwein ist nach R. SACHSE¹⁾:

I. 49,26% SiO_2 , 32,63% Al_2O_3 , 12,14% CaO , 4,36% Na_2O , 1,80% K_2O , 0,38% H_2O . — Sa. 100,57.

¹⁾ R. SACHSE: Über den Feldspatgemengteil der Flasergabbros zu Roßwein. Verh. der Naturf. Gesellsch. zu Leipzig 1883, S. 101—103.

Diese Zahlen entsprechen etwa einem Labradorit mit 45% Albit- und 55% Anorthitsubstanz (der Gehalt an SiO_2 ist etwas zu niedrig für diese Formel). Nur selten zeigen die Gabbroplagioklase automorphe Gestaltung und sind dann gedrunken plattig entwickelt, wobei das Gestein stellenweise ophitische Struktur erhält (Rossauer Wald bei Hainichen, Claußnitz bei Mittweida). Neben vorwiegenden verrundeten Körnern fallen besonders noch die Formen auf, in denen die Plagioklase mit Einbuchtungen und oft langen Armen und hakenförmigen Ausläufern durch- und ineinandergreifen, wodurch eine charakteristische verschränkte Struktur hervorgerufen wird. Zwillingsbildungen finden nach den üblichen Gesetzen statt. Das Albitgesetz herrscht vor, Karlsbader und Periklingesetz kommen nur in Kombination mit diesem vor. Recht oft begegnet man unverzwilligten Schnitten. Die Farbe des Feldspats im Handstück ist weiß, graublau, violettgrau bis amethystfarben (mehrfach auf Sektion Hohenstein-Limbach gefunden), seltener braun oder rostgelb, im letzteren Falle auf Spalten mit Brauneisenhäutchen durchzogen. Der an sich farblose Plagioklas ist im Dünnschliff durch submikroskopische Interpositionen oft blaß- bis kräftig-braun oder schwarzgrau bestäubt, bisweilen geradezu gefärbt, so daß er auch makroskopisch braun erscheint. Die kaum je mikroskopisch auflösbare Bestäubung ist meist gleichförmig durch die Individuen verteilt; bei etwas größeren Staubteilchen ließ sich reihenförmige Anordnung parallel mit den Zwillingslamellen nach Albit- und Periklingesetz beobachten. In regelmäßiger, reihenförmiger Anordnung, und daher zweifellos primär, finden sich ferner als Interpositionen der Plagioklase: strichförmige, opake Mikrolithen, braun durchscheinende Lamellen, wohl Titaneisen, Nadelchen und Körnchen grüner Hornblende und farblose, stark lichtbrechende, gedrungene Säulchen von nicht zu ermittelnder Natur. Zersetzungs Vorgänge wandeln den Plagioklas in glimmerige und karbonatische Substanzen um; nebenher bildet sich längs Spältchen und in Zwischenräumen ein saurer Plagioklas, wohl albitischer Natur, und ganz vereinzelt Epidot.

Der Diallag ist nur ausnahmsweise automorph ausgebildet und dann in der vertikalen Zone, während eigentliche Endflächen fehlen, und statt ihrer eine flache Abrundung vorhanden ist. Im allgemeinen bildet er regellose, bisweilen schmal ausgezogene Körner. Er erreicht gelegentlich recht beträchtliche Dimensionen, so an den Vier Linden bei Roßwein und an der Höllmühle; am ersteren Orte wurde er bis 8 cm lang und 6 cm breit gefunden. Neben den üblichen Spaltbar-

keiten nach $\infty P (110)$ und $\infty P \infty (010)$, der ausgezeichneten Teilbarkeit nach $\infty P \infty (100)$ und einer bisweilen entwickelten Querabsonderung wurde ganz vereinzelt eine Teilbarkeit nach einer steilen Pyramidenfläche beobachtet, die sich auf Schnitten ungefähr parallel (010) als äußerst zarte, erst mit stärkerer Vergrößerung wahrnehmbare Linierung geltend macht und hier mit der Trace der Fläche $\infty P \infty (100)$ einen Winkel von $15-16^\circ$ bildet, nach der in einem Falle ebenfalls nur Teilbarkeit, im anderen deutliche Zwillinglamellierung vorhanden war. Es dürfte diese Teilbarkeit mit der von G. TSCHERMAK ¹⁾ beschriebenen Lamellierung des Diallags nach einer Pyramidenfläche, die mit der Fläche $\infty P \infty (100)$ einen Winkel von 15° einschließt, identisch sein. Sowohl diese Teilbarkeit wie eine ebenfalls recht seltene nach $OP (001)$ scheinen durch Interpositionen bedingt zu sein. Zwillingbildung nach $\infty P \infty (100)$ steht durchaus nicht immer im Zusammenhang mit der Teilbarkeit nach dieser Fläche, indem sie sich auch einstellt, ohne daß letztere vorhanden ist. Eine Zwillingbildung nach $OP (001)$ ist recht selten. — Der Diallag, der auf Schnitten nach der Symmetrieebene eine normale Auslöschungsschiefe $c:c = 40^\circ$ besitzt, ist im Dünnschliff an sich fast farblos oder blaß grünlich, selten kräftiger graugrün gefärbt; fast stets ist jedoch die blasse Eigenfarbe durch eine gewöhnlich sehr dichte, submikroskopisch feine braungelbe bis tiefbraune oder schwarzgraue Bestäubung verdeckt, wodurch der Diallag bisweilen selbst in dünnen Schliffen wenig lichtdurchlässig ist und makroskopisch seine zwischen braungelb, braun und braunschwarz schwankende Färbung und den metallischen Schimmer auf Spaltflächen erhält; der letztere ist auch häufig unter dem Mikroskop beim Abblenden zu bemerken. Die Diallagsubstanz zeigt an sich keinen Pleochroismus, doch ist an den bestäubten Individuen in Schnitten der klinodiagonalen Zone nicht selten bei eingeschobenem Polarisator ein Farbenwechsel zwischen dunkelbraun (oft mit einem Stich ins Violette) und gelbbraun oder braungelb beim Drehen des Präparates um 90° zu beobachten. Der dunklere Farbton tritt immer dann ein, wenn die Teilbarkeitslinien nach $\infty P \infty (100)$ mit der Schwingungsrichtung des unteren Nicols zusammenfallen. Daß die Erscheinung keinen dem Diallag selbst zukommenden Pleochroismus darstellt, sondern von der Bestäubung desselben hervorgerufen wird, erkennt man vor allem an denjenigen Individuen, an welchen die

¹⁾ TSCHERMAKS Min. u. petrogr. Mitt. 1871, S. 26. 27.

letztere nur fleckenhaft verteilt ist. Dann ist nämlich die Erscheinung nur an den bestäubten, nicht aber an den nahezu farblosen, unbestäubten Stellen zu beobachten. Außerdem müßte ein wirklicher Pleochroismus des Diallags in sämtlichen der in Frage kommenden Schnitte der klinodiagonalen Zone, z. B. in allen Schnitten nach $\infty P \infty (010)$ auftreten, während die Erscheinung in Wirklichkeit nur an einem Teil derselben wahrzunehmen ist. Der in Frage stehende Farbenwechsel ist aber sicher auch kein Pseudodichroismus, wie er zustande kommt, wenn das durch ein Präparat hindurchgehende Licht an zahllosen gleich orientierten submikroskopischen Interpositionen durch partielle Totalreflexion eine Zerlegung in stärker und geringer brechbare Strahlen erfährt¹⁾. In diesem Falle müßte ein den Farbenwechsel aufweisender Schnitt am Rande des Gesichtsfeldes an Stelle der braunen eine graue Färbung annehmen und bei einer Drehung um 90° farblos werden; die Erscheinung ist jedoch an allen Stellen des Gesichtsfeldes die gleiche. So bleibt schließlich kaum etwas anderes übrig, als dieselbe auf einen Pleochroismus der submikroskopischen Interpositionen, die dann sämtlich parallele Orientierung besitzen müssen, zurückzuführen, und zwar erinnert der beschriebene Farbenwechsel an den Pleochroismus des Titaneisens. Denkt man sich nun diese Erscheinung wirklich hervorgerufen durch gleichorientierte allerfeinste Einlagerungen von Titaneisen, so müßten die letzteren (entsprechend der Verteilung der beiden Farben des in Frage stehenden Farbwechsels im Diallag und zugleich entsprechend der Orientierung des Pleochroismus im Titaneisen) mit ihrer Basis parallel mit $\infty P \infty (100)$ des Diallag liegen. Eine derartige Lage wurde nun vereinzelt an winzigen, aber eben noch mikroskopisch erkennbaren braunen Interpositionen erkannt, wie ja überhaupt Einlagerungen im Diallag mit Vorliebe in dieser Fläche liegen, z. B. opake Nadelchen und Körnchen sowie auch etwas größere schokoladen- bis violettbraune Titaneisenlamellen. Nach $\infty P \infty (100)$ eingelagerte Lamellen von rhombischem Pyroxen finden sich nicht so verbreitet wie sonst; um so häufiger schließt der Diallag unregelmäßig gestaltete und unorientierte Partien desselben poikilitisch ein. Wie auch sonst in Gabbros ist der Diallag unserer Gesteine häufig in Aggregate blaßgrüner, smaragditischer Amphibolnadelchen und -säulchen umgewandelt.

¹⁾ Vgl. E. WEINSCHENK: Anleitung zum Gebrauche des Polarisationsmikroskops S. 55.

Mit Druckvorgängen hat diese Umsetzung hier sicherlich nichts zu tun, findet sie sich doch vorwiegend in den Varietäten mit vorzüglich erhaltener Gabbrostruktur.

Von rhombischen Pyroxenen sind anscheinend alle drei Varietäten: Enstatit, Bronzit und Hypersthen in den sächsischen Gabbros vertreten. Die Unterscheidung derselben voneinander ist oft schwierig, da sie in den meisten Fällen wie der Diallag dicht bestäubt sind und dann häufig denselben Bestäubungspleochroismus zeigen wie dieser, während ihre natürliche Färbung gewöhnlich nicht zu erkennen ist. Die letztere ist dann nur an den Stellen zu beobachten, wo die Bestäubung zurücktritt, und da zeigt es sich, daß blaßgefärbte, dem Bronzit oder Enstatit angehörende Varietäten durchaus vorherrschen, Hypersthen nur in gewissen Gabbrovorkommnissen reichlicher ist (an der Höllmühle und zwischen Höllmühle und Tauscha bei Penig, Claußnitz bei Mittweida und im Rossauer Wald bei Hainichen). Dabei besitzt der Hypersthen unserer Gesteine gewöhnlich nur einen verhältnismäßig blassen Pleochroismus (a hellbräunlichrot, b hellgelb, c blaßgrün), so daß augenscheinlich eine eisenarme, dem Bronzit nahestehende Varietät vorliegt, wofür auch der von DESCLOIZEAUX zu $92^{\circ} 10'$ gemessene negative Achsenwinkel in Öl des Hypersthens von der Höllmühle¹⁾ spricht. Es dürfte sich danach um einen Hypersthen mit ca. 16 bis 17% Fe O-Gehalt handeln. Vereinzelt trifft man übrigens auch kräftiger pleochroitischen Hypersthen an (so an der Höllmühle und vor allem in den aus dem Ackerboden gehobenen Blöcken des Vorkommnisses zwischen Höllmühle und Tauscha bei Penig), doch erreicht derselbe nie die Intensität der Färbung und damit die Höhe des Eisengehalts der Hypersthene in den sächsischen Pyroxengranuliten. Recht oft begegnet man auch rhombischen Pyroxenen mit einem schwachen Pleochroismus zwischen rotgelben und gelblich- oder grünlich-grauen Farbtönen, die wohl gerade an der Grenze zwischen Hypersthen und Bronzit stehen. Fast farblose Varietäten mit niedrigen, grauen Polarisationsfarben ist man wohl berechtigt, für Enstatit zu halten, um so mehr, als auch makroskopisch wahrnehmbare perlglänzende Individuen von weiß- oder bläulich-grauer Färbung auf diesen verweisen. Da die rhombischen Pyroxene unserer Gabbros recht wechselnde Zusammensetzung zu besitzen scheinen, außerdem Übergangsglieder zwischen den einzelnen Varietäten eine ungewöhnliche Bedeutung erlangen,

¹⁾ Vgl. TSCHERMAK, a. a. O. S. 18.

so wird natürlich eine strenge Scheidung in Enstatit, Bronzit und Hypersthen unmöglich, weshalb auch im folgenden gewöhnlich die allgemeinere Bezeichnung „rhombischer Pyroxen“ gebraucht wird. Infolge der kräftig braunen Färbung und des erwähnten Pleochroismus, welche von einer submikroskopisch feinen Bestäubung herrühren, sind die rhombischen Pyroxene bisher fast ausnahmslos als „Hypersthen“ beschrieben worden, nur LEHMANN erwähnt auch Bronzit¹⁾. Die mikroskopisch wahrnehmbaren Interpositionen sind ebenso wie die Bestäubung und der von dieser hervorgerufene Pleochroismus, welcher auf Schnitte der Zone [010.001] beschränkt zu sein scheint, die gleichen wie beim Diallag. Unbestäubten Individuen begegnet man nicht oft in den Schliffen. Auf Schnitten nach $\infty P \infty (010)$ beobachtet man bisweilen eine reihenförmige Anordnung opaker Nadelchen parallel c, wodurch eine gewisse Ähnlichkeit mit der Teilbarkeit des Diallags in analogen Schnitten erzeugt wird. Überhaupt ähneln sich die rhombischen Pyroxene und der Diallag der sächsischen Gabbros im Dünnschliff bisweilen ungemein, was dann besonders hervortritt, wo beide sich gegenseitig einschließen. Infolge der dichten Bestäubung können auch die eisenärmeren Varietäten makroskopisch tief dunkelbraun bis braunschwarz gefärbt sein; dieselben sind dann bisher wohl immer für Hypersthen gehalten worden, dem sie durch einen metallischen, oft kupferfarbenen Schiller auf Spaltflächen nach $\infty P \infty (100)$ noch besonders ähnlich werden. Daneben fehlen auch lichter gefärbte Varietäten nicht ganz; weiß- oder bläulichgraue Enstatite wurden bereits oben erwähnt. In der Mehrzahl von Fällen bilden die rhombischen Pyroxene regellose Körner. Doch entwickeln vor allem die eisenärmeren Varietäten von allen Gemengteilen am häufigsten automorphe Formen: meist gedrungene, seltener längere Säulen, die vorwiegend von $\infty P \infty (100)$, $\infty P \infty (010)$ und $\infty P (110)$, hin und wieder auch von Pyramidenflächen begrenzt sind, während gewöhnlich für letztere eine flache Abrundung eintritt. Zu den gewöhnlichen Spaltbarkeiten kommt eine etwa basische Querabsonderung. Eine Faserung parallel c — nicht selten mit erkennbarer Zwillingslamellierung verbunden — ist oft, nicht immer vorhanden. Ausnahmsweise, aber in guter Ausbildung, fand ich in den Gabbros zwischen Höllmühle und Tauscha bei Penig eigentümliche Durchkreuzungszwillinge, bei denen Verzwillingung nach recht verschiedenen Flächen stattgefunden hat, so daß

¹⁾ a. a. O. S. 192.

hagelkornartige Bildungen und dreidimensionale Kreuze zustande kommen. Bei den letzteren (vgl. Taf. I, Fig. 3) dürfte es sich vorwiegend um Verzwillingung nach einer flachen Brachydomenfläche $\frac{1}{4} \text{ } \bar{P} \infty (014)$ und nach flachen sowie auch steileren Pyramidenflächen handeln. Bei gut automorpher Ausbildung wurde auch vereinzelt recht deutliche Zonenstruktur beobachtet, die sich durch stärkere Anhäufung der Bestäubung auf die inneren Teile der Individuen einerseits, durch die beträchtlich höhere Doppelbrechung der Randpartien andererseits erkennbar macht. Die letzteren sind daher nach aller Erfahrung eisenreicher als die zentralen Partien der Kristalle. Mit Diallag findet durch In- und Durcheinanderwachsen oft innige Verschränkung statt; auch dünnlamellare Einlagerungen des letzteren wurden häufig beobachtet. Umwandlung in Aggregate smaragditischer Hornblende findet sich wie bei dem Diallag. Außerdem beobachtet man nicht selten, vor allem an den etwas eisenreicheren Varietäten des rhombischen Pyroxens, eine Umsetzung in ein eigentümliches serpentinartiges Mineral mit guter Spaltbarkeit und ziemlich kräftigem Pleochroismus. Die Farbe der parallel der Spaltbarkeit schwingenden Strahlen schwankt zwischen ölgrün und kastanien- oder rostbraun, die Farbe der dazu senkrechten Strahlen zwischen hellgrüngelb und braungelb. Derartige Farbenschwankungen sind oft an einem und demselben Individuum zu beobachten. Die angeführten Eigenschaften dieses Minerals scheinen auf Iddingsit zu verweisen.

Die rhombischen Pyroxene finden sich in den sächsischen Gabbros etwa ebenso häufig als der Diallag, und zwar wiegen bald die ersteren, bald der letztere vor bis zur völligen Verdrängung des anderen Pyroxens.

Der Olivin tritt in den sächsischen Gabbros immer nur akzessorisch auf, wenn er auch bei weitem nicht so spärlich ist, wie es nach den Angaben der älteren Autoren scheint. Allerdings ist er allerlei Umwandlungen anheimgefallen, die oft nicht gerade leicht ihren Ursprung erkennen lassen. Obwohl er gewöhnlich im Innern der pyroxenischen Aggregate sitzt, ist er nur selten automorph ausgebildet in den gewöhnlichen Formen, bisweilen zieht er sich vielmehr in schmalen Adern zwischen die angrenzenden Pyroxenindividuen hinein und ist dann anscheinend später als diese verfestigt. Auffallenderweise ist der Olivin für gewöhnlich fast einschlußfrei. Hin und wieder findet man Flüssigkeitseinschlüsse, winzige opake Körnchen und dieselben braun durchscheinenden Blättchen wie in den Pyroxenen. Wo der Olivin mit dem Plagioklas

in Berührung tritt, entwickelt er wie gewöhnlich kelyphitartige Rinden. Nach dem Plagioklas zu werden diese aus radial angeordneten, oft wie gewunden aussehenden Stengeln eines blaßgrünen, kaum pleochroitischen Amphibols gebildet, der zahllose schlauchartig langgezogene Körnchen von tiefgrüner Farbe einschließt, die, wo sie etwas größer ausgefallen sind, sich als isotrop erweisen und anscheinend Spinell sind. Die innere, nach dem Olivin zu liegende Zone besteht aus blaßgelben bis fast farblosen Stengeln, die in der Längsrichtung gute Spaltbarkeit besitzen. Mit den Spaltrissen fällt die Auslöschung und die Achse kleinster Elastizität zusammen; die Polarisationsfarben gehen nicht über die erste Ordnung hinaus; die Lichtbrechung ist geringer als die der angrenzenden Hornblende. Es liegt hier zweifelsohne ein rhombischer Pyroxen vor, was besonders da deutlich wird, wo einmal etwas breitere Individuen ausgebildet sind. Neben der gewöhnlichen, im Dünnschliff sehr schwach gefärbten und wohl recht eisenarmen Varietät (Bronzit oder Enstatit?) wurde vereinzelt auch rhombischer Pyroxen mit einem blassen, aber deutlichen Pleochroismus zwischen hellroten und blaßgelben und -grünen Farbtönen beobachtet. Der Olivin der sächsischen Gabbros ist mit Vorliebe in Amphibolmineralien, weniger in Serpentin oder Talk umgewandelt. Von jenen findet man in den Formen des ursprünglichen Olivins neben feinnadeligem Pilit Aggregate etwas kompakterer Aktinolithindividuen und vor allem zusammengesetzte Mineralbildungen, die aus einem Kern von Anthophyllit und einem peripheren Kranze von blaßgrünem strahlsteinartigen Amphibol bestehen¹⁾. Der Anthophyllitkern scheint aus der Olivinsubstanz und dem inneren aus rhombischem Pyroxen bestehenden Teil der gegen Plagioklas entwickelten Kelyphitsäume, der blaßgrüne Amphibol aus der äußeren kelyphitischen Rinde hervorzugehen. Der Spinell der letzteren verschwindet bei dieser Umwandlung oft ganz.

Eine zweifellos primäre, braune Hornblende findet sich nicht allzu häufig, stellenweise jedoch recht reichlich, in den Pyroxenaggregaten. Sie ist nie automorph, sondern besitzt für gewöhnlich durch Einzwängung zwischen die Pyroxene langgezogene oder auch tiefbuchtig-körnige Formen; seltener bildet sie gleichmäßige Säume um die Pyroxene. In einem Falle wurde mikropegmatitische Verwachsung mit Bronzit beobachtet. Die Auslöschung auf $\infty P \infty$ (010) ist fast gerade; genauere Bestimmungen waren infolge von Deformationen und

¹⁾ Vgl. hierüber ROSENBUSCH, a. a. O. II, S. 324.

Biegungen der Individuen nicht möglich. Der kräftige Pleochroismus: a hellgelb, $b = c$ dunkelbraun, ist bisweilen durch eine dichte Imprägnation mit Körnchen von schwarzem Erz kaum wahrnehmbar; um magmatische Resorption handelt es sich dabei sicherlich nicht. — Als primäre Bildungen müssen wohl auch — wenigstens teilweise — die Säume von stengeliger, hellbraungrüner Hornblende gelten, die sich vor allem um die Pyroxene, aber auch um Biotitblätter und Erzkörner finden. Daß derartiger Amphibol nicht sekundär aus Pyroxen hervorgegangen ist, wird besonders deutlich durch eine Stelle in einem meiner Präparate, wo zwischen Biotit und Plagioklas ein Saum dieser Hornblendestengel ausgebildet ist, während ein solcher an einem unmittelbar benachbarten Pyroxenindividuum gerade nicht entwickelt ist, so daß also Pyroxen und Plagioklas direkt aneinandergrenzen.

Biotit kommt in zwei verschiedenen Formen vor. — Kleine Schüppchen und Blättchen von braunem, normalem Biotit finden sich nicht spärlich; sie ordnen sich gern um Titaneisen rosettenartig an, seltener sitzen sie hie und da in den übrigen Gemengteilen. — Vor allem in den olivinführenden Gabbros, aber nicht auf sie beschränkt, tritt vereinzelt ein Glimmermineral mit kräftigem Pleochroismus auf (rotbraun bis dunkelblutrot für die zur Spaltbarkeit parallel schwingenden Strahlen, blaßgelb bis fast farblos für die senkrecht dazu schwingenden Strahlen). Dasselbe bildet meist etwas größere Täfelchen (bis über $\frac{1}{2}$ mm im Durchmesser) von nahezu gerader Auslöschung bei der Vertikalstellung.

Von Erzen wiegen Titaneisen und Magnetkies jedenfalls bei weitem vor; primärer Magnetit konnte nicht mit Bestimmtheit nachgewiesen werden. Die beiden Erze kommen gewöhnlich als regellose Körner, recht selten einmal als sechsseitige Täfelchen vor. Wie alle Nebengemengteile sind sie ungleichmäßig in den Gabbros verteilt; an manchen Stellen fehlen sie ganz, an anderen werden sie ziemlich reichlich. Das Titaneisen ist oft von einer Rinde von Leukoxen oder auch von deutlicher ausgebildetem farblosen Titanit umgeben, bisweilen auch in trübbraune Stengelchen eines nicht sicher erkennbaren Titanminerals umgewandelt.

Apatit bildet meist unregelmäßige Körner, seltener längere, an den Enden sich gern verjüngende Prismen mit Querabsonderung, auch kleinere, gut ausgebildete Säulchen in den Plagioklasen. Seine quantitative Verteilung im Gesteinskörper ist ungemein wechselnd.

Ob der sehr spärliche Quarz auch als primärer Gemeng-

teil auftritt, ist nicht zu entscheiden, größtenteils dürfte er sicher sekundär sein.

Was die Struktur der reinen Gabbrotypen unserer Gesteine anbetrifft, so ist charakteristisch für sie, daß im allgemeinen nicht eine direkte Mengung der verschiedenen Gemengteile untereinander stattfindet, sondern die Eisen-Magnesiumsilikate (Diallag, rhombische Pyroxene, Olivin und braune Hornblende) einerseits und die Plagioklase andererseits sich zunächst zu Aggregaten zusammenhäufen, aus denen sich dann das Gestein zusammensetzt. Die Eisenerze sitzen vorwiegend in den ersteren Aggregaten; Apatit kommt in beiden vor. Direkte Mengung der Gemengteile, wie sie sonst in Eruptivgesteinen die Regel ist, findet sich nur vereinzelt bei reinen Plagioklas-Diallag- und Plagioklas-Olivingemengen. Automorphe Ausbildung der Gemengteile ist recht spärlich, am häufigsten zeigt sie Bronzit, vereinzelt auch Diallag, Olivin und Plagioklas. Im letzteren Falle kommt dann örtlich wohl eine Art ophitische Struktur zustande, indem der Plagioklas in einzelnen schmalen Platten in die Pyroxenaggregate eingreift, während die Hauptmenge des ersteren auch hier regellos körnig ausgebildet ist. Augenscheinlich ist die Ausscheidung der wesentlichen Gemengteile eine etwa gleichzeitige, wodurch gewöhnlich eine unregelmäßig-körnige Ausbildungsweise derselben bei recht wechselnder Korngröße hervorgerufen wird. Apatit und ein Teil der Erze konsolidierten sich zuerst, von den übrigen Gemengteilen kann jeder gelegentlich zu den frühesten Ausscheidungen gehören und eigene Formen entwickeln, jeder aber auch den Eindruck eines letzten Verfestigungsproduktes machen. Die Pyroxene besitzen dort am häufigsten automorphe Gestalt, wo sie den Plagioklas an Menge überwiegen. Überhaupt scheint ihre Ausscheidung sehr oft noch vor der des Plagioklases ihren Anfang zu nehmen, im wesentlichen mit der des letzteren zusammenzufallen, um sie schließlich meist noch etwas zu überdauern. Daß das Umschlossensein von anderen Mineralien nicht immer beweist, daß das umschlossene Mineral vor dem umschließenden verfestigt wurde, geht aus der Beobachtung hervor, daß Olivin, der den Kern von Pyroxenaggregaten bildet, bisweilen schmale, sich verästelnde Adern zwischen die Pyroxenindividuen hineinsendet und daher nicht vor letzteren verfestigt sein kann. Selbst Eisenerze gehören gelegentlich mit zu den späteren Verfestigungsprodukten; sie zwängen sich dann zwischen die Plagioklas- und Pyroxenindividuen ein oder umschließen diese auch völlig.

Besonders häufig tritt in unseren Gabbros eine eigentümliche verschränkte Struktur auf. Dann zweigen von den Kernpartien eines Individuums schmale Arme und hakenförmige Streifen ab, oder es bestehen solche Individuen überhaupt nur aus schmalen, meist gekrümmten oder auch sich teilenden Streifen. Auf diese Weise kommt es zunächst innerhalb der Aggregate der Eisenmagnesiasilikate einerseits, der Plagioklasse andererseits zu eigentümlichen Verschränkungen; schließlich sind dann die Aggregate selbst an ihren Rändern in analoger Weise verschränkt.

Die ungleiche Beteiligung der verschiedenen Gemengteile an den sächsischen Gabbros wurde schon erwähnt. Die partienweise wechselnde Anreicherung von Diallag einerseits, rhombischem Pyroxen andererseits läßt sich an verschiedenen Orten gut beobachten. Nicht minder variiert der Plagioklassgehalt; man findet sowohl labradorit-felsartige Gesteine (vereinzelte Blöcke am Ufer der Freiburger Mulde oberhalb Roßwein) wie recht plagioklasarme, vorwiegend aus den Pyroxenen mit mehr oder minder reichlichem Olivin bestehende Gesteine (Oberrossau, Sektion Frankenberg-Hainichen). Der Olivin reichert sich stellenweise stark an; tritt dabei der Pyroxen zurück, so entstehen Forellensteine, deren Olivin samt den Kelyphitrinden allerdings meist in Amphibolmineralien verwandelt ist (Hartenberg, Vier Linden und Oberneusorge bei Roßwein).

Wenden wir uns nun zu den an den gabbroiden Gesteinsvarietäten zu beobachtenden Druckerscheinungen und damit vor allem zu der Reihe der von den normalen Gabbros infolge von Druckwirkungen strukturell abweichenden Gesteinen, so sei vorausgeschickt, daß vorläufig bei ihrer Beschreibung spezielle genetische Betrachtungen ganz vermieden werden, indem diesen später ein besonderer Abschnitt gewidmet wird.

Es ist nun zunächst zu bemerken, daß selbst die regellos struierten Gabbros gewöhnlich nicht ganz frei von Druckerscheinungen sind. Es handelt sich hier allerdings im allgemeinen nicht um Zerbrechung und Auflösung der Gemengteile, dafür zeigen aber die einzelnen Individuen oft eine starke innere Zerrüttung. Man bemerkt diese gewöhnlich erst bei gekreuzten Nicols und kann sie am besten beim Plagioklas wahrnehmen. Derselbe zeigt oft undulöse Auslöschung, verbunden mit einer Biegung der Zwillingslamellen, oder aber die Zwillingslamellen erscheinen entweder verwaschen und verschwimmen in ihre Umgebung, oder ihre Konturierung ist eine schärfere, die Lamellen spitzen sich aber an Stellen

starker Druckwirkung aus. Vielfach auch findet an diesen gerade eine Anhäufung dünner Lamellen statt. Die Pyroxene zeigen keine derartige molekulare Beweglichkeit wie der Plagioklas — eine solche setzt doch die Veränderlichkeit der Zwillingsbildungen durch den Druck voraus. Sie sind oft von unregelmäßigen Sprüngen durchsetzt, längs welcher die unmittelbar angrenzenden Mineralpartien häufig undeutliche, verworrene Auslöschung zeigen. Der Olivin zerfällt durch reichliche Risse in einzelne Körner, Biotit ist schwach gebogen und gewellt.

Solche Gesteinstypen bilden oft den Kern der gabbroiden Linsen. An sie schließen sich gewöhnlich faserige Gesteinspartien an. Wesentlich drei Veränderungen sind an diesen gegenüber den richtungslos körnigen Gabbros der Kerne zu beobachten. Das ist 1. eine allgemeine Verfeinerung des Kornes, die sich vor allem in der Ersetzung größerer Individuen durch ein feinkörniges Aggregat von gleicher Substanz (Mosaik) geltend macht, während die ersteren oft bis auf fragmentare Reste verschwinden. 2. Die Gabbropyroxene werden mehr und mehr durch Körneraggregate von dunkelgrüner bis brauner, kompakter Hornblende vertreten. 3. Mit der Entfernung von den zentralen Gabbrokernen der Linsen findet in letzteren eine immer stärker werdende Streckung und Ausziehung der Gesteinspartien statt, so daß die Struktur eine faserige bis faserig-schiefrige wird.

Da die Mosaikbildungen in unseren Betrachtungen als ein bisher noch nicht erwähnter Gesteinsbestandteil auftreten, muß mit einigen Worten auf sie eingegangen werden. Was das Plagioklasmosaik anbetrifft, so besitzt dieses dieselbe chemische Zusammensetzung wie die größeren Plagioklase; Quarz und saure Plagioklase sind ihm nicht beigemengt. Das geht nicht nur aus der Lichtbrechung und Auslöschungsschiefe der Körner hervor, sondern wird auch durch die chemische Analyse bestätigt. Zum Vergleich sei unter I die oben bereits angegebene Analyse des Gabbrolabradorits von den Vier Linden bei Roßwein angeführt; II stellt dann die chemische Zusammensetzung des feinkörnigen Feldspataggregats aus dem Amphibolschiefer derselben Lokalität dar¹⁾:

	Si O ₂	Al ₂ O ₃	Ca O	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	Sa.
I.	49,26	32,63	12,14	4,36	1,80	0,38	100,57
II.	50,18	32,78	11,80	3,82	1,04	—	99,62

¹⁾ R. SACHSE, a. a. O.

In analoger Weise finden sich nun auch Mosaikaggregate von Pyroxen an Stelle der kompakteren Pyroxen-Individuen der normalen Gabbros in allen Vorkommnissen der Flaser-gabbrogruppe häufig, wenn sie auch wesentlich auf die weniger gestreckten, etwa in der Mitte zwischen eigentlichem Gabbro und flaserigem Amphibolit stehenden Varietäten beschränkt sind. (In den stärker gestreckten Gesteinspartien ist dagegen, wie oben angeführt, eine mit der Streckung immer mehr hervortretende Ersetzung der Pyroxene durch Hornblende wahrnehmbar¹⁾.) Das Pyroxenmosaik setzt sich aus klaren, einschlußfreien oder doch -armen Körnern zusammen, von welchen die größeren einen Durchmesser von 0,1 bis 0,3 mm erreichen. Mit den Pyroxenen der normalen Gabbros stimmen diese Körner, abgesehen von dem Mangel an einer gleichmäßigen Bestäubung, wodurch sie allerdings auf den ersten Blick einen anderen Anblick als jene gewähren, in allen wesentlichen Eigenschaften überein.

Was nun die Hornblenden der flaserigen Gesteinspartien anbetrifft, so sind hier zwei ganz verschiedene Bildungen streng auseinanderzuhalten. Während sich nämlich in den schwächer gestreckten, pyroxenhaltigen Gesteinsvarietäten smaragditische Bildungen ebenso wie in den massigen Gabbros finden und ebensowenig wie dort mit Druckvorgängen in Zusammenhang gebracht werden können, stehen kräftiger gefärbte, grüne bis braune Hornblenden in unverkennbarer Beziehung zu der Streckung des Gesteines. Die smaragditischen Aggregate gehen, wie gewöhnlich, zunächst aus der Umwandlung der Pyroxene hervor, doch verwandeln sich in der Umgebung der letzteren auch die dunkelgrünen Hornblenden in durchaus ähnliche blaßgefärbte Amphibole. Jedenfalls sind die smaragditischen Bildungen jünger als die übrigen Gemengteile der Flaser-gabbrogruppe und stehen in keiner Beziehung zu den die Struktur der letzteren hervorrufenden Druckvorgängen. In manchen Vorkommnissen fehlen sie fast völlig. Im Gegensatz hierzu besitzen die dunkelgefärbten Hornblenden eine allgemeine Verbreitung in den Amphiboliten, und wenn in der folgenden Beschreibung der letzteren kurz von Hornblende gesprochen wird, so handelt es sich immer um diese Varietäten. Die grünen Hornblenden wiegen im allgemeinen vor den braunen vor, doch sind die letzteren durchaus nicht spärlich vorhanden. Diese Hornblenden bilden gewöhnlich Körner

¹⁾ Es ist aber ein Irrtum, wenn LEHMANN angibt, daß die Pyroxene fast immer, wo sie durch Druck zertrümmert werden, sich in Hornblende umwandeln. a. a. O. S. 197.

von oft länglicher Gestalt, seltener gedrungene, nur in der Vertikalzone ausgebildete Säulchen, deren Längsrichtung gewöhnlich mit der Streckungsrichtung des Gesteins zusammenfällt. Sie sind immer kompakt, nicht faserig ausgebildet.

Wie gesagt, treten Mosaikbildungen in den gestreckten Randpartien der Linsen mehr und mehr in den Vordergrund, doch fehlen dieselben auch durchaus regellos struierten Gesteinsvarietäten nicht ganz. Hier stellen sie sich oft in unvermittelter und unerwarteter Weise mitten unter normalen Gabbromineralien ein, ohne daß irgend eine Streckung des Gesteinskörpers zu konstatieren wäre. Dann kann es auch vorkommen, daß nur Plagioklas als Mosaik ausgebildet ist, während die Pyroxene als normale, kompakte Individuen vorhanden sind, und umgekehrt. In den flaserigen Gesteinen nimmt nun das Mosaik mehr und mehr überhand und ersetzt die größeren Individuen schließlich völlig oder fast völlig, so daß nur noch einzelne Fragmente in den gleichkörnigen Aggregaten liegen. Im wesentlichen besteht das Mosaik aus derselben Substanz wie das größere Individuum, welches von ihm eingeschlossen oder durchsetzt wird, doch mengen sich ihm gewöhnlich auch andere Mineralien in verschiedener Menge bei. Das Plagioklasmosaik stellt so nur selten ein wirklich reines Gemenge unbestäubter Plagioklaskörner dar, sondern es gesellen sich ihm häufig Körnchen grüner oder brauner Hornblende — oft in ziemlicher Reichlichkeit —, spärlicher auch Erz, Biotitblättchen, Apatitkörnchen, selten Pyroxenkörner bei. — Auch die bestäubten Pyroxene, wie sie sich in den eigentlichen Gabbros finden, werden in diesen Partien teilweise durch das oben beschriebene Mosaik klarer, einschlußfreier Pyroxenkörner verdrängt; aber nur äußerst selten ist eine völlige Ersetzung durch das letztere zu beobachten. In der Regel findet sich dieses zusammen mit Bruchstücken der bestäubten Pyroxene nur im Innern der flaserigen Aggregate, deren Randpartien alsdann aus Hornblende bestehen.

Die Streckung des Gesteins nimmt, wie schon erwähnt wurde, innerhalb der gabbroiden Linsen von den zentralen nach den Randpartien hin zu. Die regellos struierten Aggregate der Gabbrokerne werden in den gestreckten Partien durch linsenförmige Aggregate vertreten, deren extremste Form ganz flach linsenförmige, lagenartige Körper darstellen. Es ist nun eine sehr bemerkenswerte, zuerst von W. BERGT¹⁾ an

¹⁾ Sitzungsberichte der Königl. Preuß. Akademie der Wissensch. XVIII, 1905, S. 402.

den Flasergabbros des bayrisch-böhmischen Grenzgebirges erkannte Tatsache, daß auch in den Flasern der gestreckten Gesteinsvarietäten eine Struktureigentümlichkeit der eigentlichen, massigen Gabbros wiederzuerkennen ist. Wo nämlich die letzteren die oben geschilderte verschränkte Struktur aufweisen (vgl. S. 21), da erkennt man diese gewöhnlich auch in den Flasern der angrenzenden gestreckteren Gesteinspartien wieder. In Anschnitten parallel zur Ebene der Streckung ist eine derartige Ähnlichkeit allerdings nur an den weniger ausgezogenen Flasern, dann aber oft recht gut zu beobachten. In den Schnitten senkrecht zur Streckung erkennt man jene eigentümliche Verschränkung selbst in recht langfaserigen Partien wieder, nur daß sie hier in einer einseitigen Verzerrung auftritt. Dann teilen sich die Feldspatfasern einerseits, die Hornblende- resp. Hornblende-Pyroxenfasern andererseits an ihrem Ende in zahlreiche schmale Streifen, die sich in mehrfacher Wiederholung weiter teilen können, so daß eine innige gegenseitige Verschränkung und Verflechtung der verschiedenen Flasern stattfindet.

Die stark gestreckten Amphibolitvarietäten setzen die äußeren Partien der gabbroiden Linsen sowie vor allem auch deren Ausschwänzungen zusammen, ziehen sich aber auch vereinzelt durch die inneren Teile hindurch, und zwar oft so, daß das Ganze in kleinere linsenförmige Körper zerfällt, die dann in ihrer Gesamtheit die größere, in die Amphibolschiefer eingebettete Linse ausmachen.

Nicht immer setzen sich die Flasergabbro-Linsen aus den angeführten Varietäten in der geschilderten Vollständigkeit zusammen; oft fehlen die körnigen Gabbros im Innern derselben völlig, und statt ihrer stellen sich faserige und Augengabbros ein, also Gabbros, deren Pyroxenaggregate als Flasern und Augen ausgebildet sind. Häufig aber, besonders bei geringeren Dimensionen der Linsen, bestehen diese ausschließlich aus faserigen Amphiboliten. In anderen Fällen hingegen fehlen die äußeren, langfaserigen Gesteinspartien; so können auffallenderweise selbst körnige Gabbros unvermittelt an den Amphibolschiefen abstoßen. Dann erhält man den Eindruck, als wären die äußeren Partien abgerissen und fortgeführt worden; bisweilen findet man auch langfaserige Schmitzen in den Amphibolschiefen einschlußartig eingebettet.

Der Verband der gabbroiden Typen mit den Amphibolschiefen kommt also bald durch allmähliche Übergänge zustande, bald grenzen sie völlig unvermittelt aneinander, und

nur dadurch, daß die Linsen sich in der Streichrichtung der Amphibolschieferlagen auskeilen, findet eine gewisse Verknüpfung beider statt. Diese Amphibolschiefer sind makroskopisch meist fast dichte Gesteine von schwarzer bis grauer Farbe und gewöhnlich dünnstreefigem, seltener dickstreefigem und bandstreefigem Habitus. Sie bestehen wesentlich aus Hornblende von dunkelgrüner bis brauner Färbung und aus basischem Plagioklas, wozu sich meist reichlich Magnetkies und schwarze Erze, gewöhnlich auch etwas Apatit, gesellen. Akzessorisch finden sich vor allem Biotit, Quarz, Granat und Titanit, Orthoklas, Rutil, Zirkon und Pyrit.

Der Plagioklas ist vorwiegend Labrador oder ein Mittelglied zwischen diesem und Bytownit. Im allgemeinen ist er noch etwas basischer als in den gabbroiden Varietäten, und man findet noch Auslöschungsschiefen, die auf einen normalen Bytownit mit über 70% Anorthitsubstanz verweisen. Auch seine leichte Verwitterbarkeit weist auf eine recht basische Natur hin. Andererseits stellen sich in den Grenzpartien gegen Granulit und Gneisglimmerschiefer saure Plagioklase bis zum Oligoklas ein, und dann herrschen Andesin und Andesin-Labrador vor. Automorphe Bildungen sind recht selten, am ehesten zeigen sie saure Plagioklase; immer sind dann nur einzelne Flächen entwickelt. Im allgemeinen bilden die Plagioklase unregelmäßige Körner, bisweilen von einseitig gestreckter Gestalt, meist aber sind sie rundlich, unregelmäßig konturiert und innerhalb eines Schriffes gewöhnlich von etwa gleicher Größe. Wo sich solche äquidimensionale Körner zu reinen Plagioklasaggregaten zusammenhäufen, da zeigen die letzteren eine Struktur, welche an die gewisser feinkörniger Ganggranite erinnert, gelegentlich erhält man auch den Eindruck einer deutlichen Pflasterstruktur. — Zwillingsbildung nach dem Albitgesetz herrscht wie sonst vor; in Kombination mit diesem treten Karlsbader, seltener Periklin- und ganz vereinzelt Bavenoer Gesetz auf. Regelmäßige Interpositionen fehlen; Säulchen und Nadelchen, seltener Körner von Apatit sind stellenweise recht reichlich, ebenso Amphibolnadelchen und -körnchen; ferner finden sich Körner eines stark lichtbrechenden, farblosen Minerals, Erzpartikelchen, stellenweise auch Rutil in Körnchen, Säulchen und Kniezwillingen sowie Flüssigkeitseinschlüsse. Im großen und ganzen sind die Plagioklase recht einschlußarm. Druckerscheinungen beschränken sich auf eine schwach undulöse Auslöschung.

Die makroskopisch schwarzen Hornblendens zeigen u. d. M. recht verschiedene Färbung und Pleochroismus, er-

weisen sich aber immer als kompakt. Am häufigsten sind sie dunkelgrün, wobei dann *a* blaßgelb, *b* braungrün, *c* dunkelgrün bis dunkelblaugrün ist. Recht oft begegnet man aber auch braunen Amphibolen; die porphyrisch eingepregneten Hornblenden, wie sie sich vorwiegend in den Randpartien gewisser Vorkommnisse (z. B. Grumbach bei Mittweida) finden, zeigen *a* hellgelb, *b* braun mit rötlichem Tone, *c* braun mit grünem Tone. Häufig findet man auch *a* hellgelb, *b* braun, *c* tiefbraungrün. Mit der Färbung wechselt auch die Auslöschungsschiefe (*c:c*); bei den grünen Varietäten hält sie sich um $15-16^\circ$, bei den braunen geht sie bis unter 10° herab. Wie aus der reichlichen Abscheidung feiner Rutilnadelchen bei der Chloritisierung hervorgeht, sind die Hornblenden, besonders die braunen, titanhaltig. Automorphe Gestalt weisen sie häufiger und besser auf als der Plagioklas, doch ist immer nur die Vertikalzone ausgebildet, während die terminale Begrenzung eine unregelmäßige ist. $\infty P(110)$ und $\infty P(010)$ sind oft ausgezeichnet entwickelt. Gewöhnlich bilden jedoch die Amphibole nach ihrer kristallographischen Längsrichtung etwas gestreckte Körner, wobei diese zugleich etwa in die Schieferung des Gesteins fällt. — Während die Körner in ihrem Innern, abgesehen von etwas Erz, Titanit, Apatit und dergl., recht spärlich Einschlüsse führen, sind ihre Ränder bisweilen tief rundlich eingebuchtet, indem Plagioklaskörner halb umfaßt werden, die mit der übrigen Plagioklasmasse nach einer Seite hin in Verbindung stehen, eine Erscheinung, die man auch bei den Hornblenden der Eruptivgesteine, aber gewöhnlich nicht in der Reichlichkeit, beobachtet. Von kleineren Interpositionen findet man noch Rutilsäulchen, Biotitblättchen, farblose, stark lichtbrechende Säulchen von nicht zu ermittelnder Natur, Titanitkörner und seltene Zirkonsäulchen mit pleochroitischen Höfen, Apatitnadelchen und Flüssigkeitseinschlüsse. Zwillingsbildung nach $\infty P(100)$ ist nicht allzu verbreitet; Zonenstruktur findet sich bei größeren Individuen. Eine Teilbarkeit nach $OP(001)$ oder nach $P(101)$, je nachdem man die Aufstellung wählt, gibt sich in Form äußerst feiner, haarscharfer Rißlinien zu erkennen, die auf $\infty P(010)$ mit den prismatischen Spalt-rissen einen Winkel von 75° bilden, auf $\infty P(100)$ senkrecht dazu stehen. Die braunen Hornblenden wandeln sich sekundär in einen blaugrünen Amphibol (*a* blaßgelb, *b* grün, *c* schön blaugrün) um, der weiter in fast farblosen Amphibol und schließlich in Chlorit übergeht; die grünen Hornblenden verwandeln sich ohne weiteres in den fast farblosen Amphibol

und in Chlorit. Diese sekundären Hornblenden sind fast immer faserig.

Eisenerze kommen in sehr wechselnder Menge, gewöhnlich aber reichlich vor; meist bilden sie regellose Körner, doch findet sich sowohl Titaneisen wie Magnetkies gelegentlich in sechseitigen Täfelchen. Der größte Teil des schwarzen Erzes ist sicherlich Titaneisen, vielleicht kommt auch Magnetit daneben vor. Pyrit findet sich in äußerst seltenen kleinen Würfeln.

Biotit als Schmitzen und Blättchen ist stellenweise recht reichlich und macht meist den übrigen Gemengteilen gegenüber automorphen Eindruck, wird auch häufig von ihnen eingeschlossen.

Apatit bildet Körnchen, selten Säulchen, als Einschlüsse in den Plagioklasen meist Säulchen und Nadelchen.

Titanit kommt gewöhnlich in Form kleiner, länglicher Körner, seltener von Kristallen vor, die, nach den gedrungen rechteckigen Schnitten mit abgestumpften Ecken zu schließen, die sie neben länglich rechteckigen rhombischen und selbst dreieckigen Schnitten geben, der Form mit vorwiegendem $\frac{2}{3}P2$ (123) angehören, die man in den hornblendeführenden Eruptivgesteinen findet. Diese Kristalle sind aber immer farblos, während Körner bisweilen einen blassen Pleochroismus zwischen lichtbraun bis braungrau einerseits, farblos andererseits erkennen lassen. Der Titanit kommt sowohl in den Hornblende- wie in den Plagioklaspartien, mitunter auch am Eisenerz sitzend, vor; stellenweise ist er reichlich, anderswo vermißt man ihn oft völlig.

Granat findet man viel häufiger, als man nach den Angaben der älteren Autoren erwarten sollte; er fehlt wohl keinem Vorkommenis von Flaser-gabbro ganz, wenn er meist auch spärlich ist. Reichlicher findet er sich oft an der Grenze gegen die benachbarten Gneisglimmerschiefer und Granulite. Gewöhnlich stellen sich dann auch Biotit, Quarz, saure Plagioklase und gelegentlich Orthoklas ein.

Was die Mengenverhältnisse der einzelnen Mineralien anbetrifft, so ist gewöhnlich Hornblende etwas reichlicher vorhanden als Plagioklas; Eisenerze, und zwar Titaneisen wie Magnetkies, sind in größerer Menge zugegen als in den eigentlichen Gabbros.

Die Korngröße der Mineralien wechselt nicht unbeträchtlich. In manchen Fällen besitzt das Gestein eine granulitische Feinkörnigkeit, indem die Individuen einen Durchmesser von weniger als 0,01 mm aufweisen. Gewöhnlich aber sinkt ihre

Größe nur wenig unter 0,1 mm herab, während auch größere Dimensionen vorkommen. Wo einmal in den Amphibolschiefern größere, makroskopisch deutlich wahrnehmbare Diallagaugen sitzen, da machen diese ebenso wie Schmitzen flaseriger Gesteinspartien fast den Eindruck einschlußartiger Fremdlinge.

In bezug auf ihre Struktur weisen die Amphibolschiefer eine ziemliche Mannigfaltigkeit auf. Zwei Hauptgruppen lassen sich hierbei unterscheiden; das sind einmal die körnig gemengten Amphibolschiefer, bei denen die einzelnen Mineralien in Individuen etwa gleichmäßig gemengt sind, und zweitens die aus Aggregaten der Gemengteile sich aufbauenden Amphibolschiefer. Unter den ersteren findet man auch granitisch-körnige Gesteine, bei denen alle Gemengteile eine regellose Verteilung zeigen; doch sind diese selten. Gewöhnlich ordnen sich die einzelnen Mineralien in Reihen an, wobei sich länglich ausgebildete Individuen mit ihrer Längsachse in die Richtung der so entstehenden Schieferung legen. Bisweilen ist ein Teil der Hornblenden wesentlich größer ausgebildet als alle übrigen Gemengteile, dann kommen porphyränliche Strukturen zustande. So finden sich z. B. in dem Vorkommen von Grumbach bei Mittweida vor allem am Kontakt gegen den Granulit Amphibolite, in denen in einer Art Grundmasse, deren Individuen nach Hundertsteln, höchstens Zehnteln von Millimetern messen, größere Individuen von brauner Hornblende liegen, die bis $1\frac{1}{2}$ mm lang und $\frac{3}{4}$ mm breit werden, also deutlich makroskopisch wahrnehmbar sind. Indem sich an diese größeren Individuen Ausschwänzungen, die aus kleineren Körnern bestehen, anfügen, geht diese porphyränliche Struktur oft in Augenstruktur über, die aber gewöhnlich erst u. d. M. wahrnehmbar wird. — Häufen sich die Individuen eines Minerals zu Lagen zusammen, so entstehen die gebänderten bis dicklagigen Amphibolschiefer. Bei diesen bestehen die einzelnen Lagen bald fast nur aus Amphibol und Eisenerzen einerseits und Plagioklas andererseits (vgl. Taf. I, Fig. 1), bald stellen sie mehr abwechselnde Anreicherungen des einen oder des anderen Minerals dar. Auch die Dicke der Lagen variiert stark; bald sind sie erst mikroskopisch wahrnehmbar, bald werden sie zentimeterstark. Anstatt dieser Lagen stellen sich an anderen Stellen flaserige Aggregate ein, die aber recht unbedeutende Dimensionen haben, so daß das Gestein gewöhnlich beinahe dicht erscheint (Troischaufels bei Roßwein). Die Plagioklasaggregate, seien sie nun flaserig oder lagig gestaltet, zeigen nicht selten gute Pflasterstruktur.

An dieser Stelle muß ich mich gegen den allgemein verbreiteten Irrtum wenden, daß Pflaster- und Bienenwabenstruktur ausschließlich auf metamorphosierte Gesteine, und zwar vorwiegend auf Kontaktgesteine, beschränkt seien. Von vornherein kann man erwarten, daß diese Strukturen überall da zur Ausbildung kommen, wo innerhalb eines in Bildung begriffenen Gesteinskörpers von möglichst homogener Substanz alle Individuen gleichmäßig zur Ausbildung gelangen können. Das kann nun aber auch bei Eruptivgesteinen der Fall sein, und in der Tat findet man z. B. in zweifellos eruptiven Duniten bisweilen eine Bienenwabenstruktur entwickelt, wie sie schöner und typischer nicht gedacht werden kann.

4. Die Entstehung der Parallelstruktur und die Bildung der Amphibolite als Folge von Druck- vorgängen im erstarrenden Magma.

In den bisherigen Darstellungen habe ich absichtlich alle genetischen Momente ausgeschaltet, um diese nach einer möglichst objektiven Kenntnisnahme der Tatsachen zusammengefaßt behandeln zu können. LEHMANN glaubte die Strukturformen der Flasergabbros nicht anders deuten zu können als durch die „Annahme einer mechanischen Formung bereits fester präexistierender Körper“¹⁾. Im wesentlichen schließt sich auch LEPSIUS dieser Anschauung an, nur faßt er die Ersetzung der Gabbroproxene durch Hornblende, die Bildung von Mosaik usw. nicht als eine durch diese mechanische Formung hervorgerufene Metamorphose auf, sondern führt sie auf Kontaktwirkung des granulitischen Magmas zurück. Darin möchte ich mich ihm und anderen neueren Autoren anschließen, daß chemische Umsetzungen innerhalb fester Gebirgsmassen einzig und allein durch den Gebirgsdruck, also eine Dynamometamorphose, wohl nicht für möglich gehalten werden können. Wo sich die Wirkungen von z. T. nicht unbeträchtlichen Verwerfungen an den sächsischen Gabbros geltend machen (Gegend von Roßwein), da ist es in den massigen Varietäten zur Bildung feinsten Schuttes gekommen, in dem einzelne größere Fragmente liegen, wo aber Umkristallisation und Neubildung an solchem Material stattfanden, sind diese offenbar späterer Entstehung. Die Pyroxene sind in diesen augenscheinlich durch Gebirgsbewegungen zertrümmerten Massen selbst bei

¹⁾ a. a. O. S. 194.

starker Zerdrückung häufig noch als solche vorhanden, wenn sie auch gewöhnlich durch eine silbergraue Verschmutzung etwas unkenntlich geworden sind. Sonst sind sie ebenso wie die Hornblenden derartig zertrümmerter Amphibolite chloritisiert, oder sie haben sich in Aggregate blaßgrüner Hornblende umgewandelt. Neben den alten Plagioklasen stellt sich ein albitischer oder doch saurer Feldspat als Neubildung ein. Gleitlagen setzen sich aus schmalen Trümmerschnüren der angrenzenden Gemengteile zusammen. Dies ist das Bild von Gesteinen, welche die Wirkung des Gebirgsdruckes zweifellos erst nach beendigter Festwerdung erfahren haben.

Wie erwähnt, erklärte LEPSIUS¹⁾ die sächsischen Flaser-gabbros für aus gequetschten Diabasen und Diabastuffen hervorgegangene Kontaktprodukte am Granulit. Sieht man von den blaßgefärbten, faserigen Amphibolen ab, die zweifellos jünger sind als die übrigen Gemengteile der Amphibolite, auch eine recht ungleiche Verbreitung innerhalb der Flaser-gabbros besitzen, sieht man ferner ab von dem gelegentlichen Vorkommen von Pflasterstruktur, welcher, wie wir sahen, ein diagnostischer Wert nicht zukommen kann, so erinnern die Flaser-gabbros durchaus nicht an kontaktmetamorphe Umwandlungsprodukte basischer Eruptivgesteine. Die normalen, dunkelgrünen und braunen Hornblenden unserer Amphibolite machen, hat man einmal gewisse Vorurteile aufgegeben, vielmehr den Eindruck von Hornblenden eruptiver Gesteine. Sie sind immer kompakt, nie faserig ausgebildet, und wenn LEPSIUS²⁾ das letztere behauptet, so ist dies eine nicht zutreffende Angabe. Daß die Flaser-gabbros keine metamorphosierten Diabase sind, wie LEPSIUS annimmt, dürfte aus den obigen Beschreibungen derselben wohl deutlich hervorgehen.

Bei einem eingehenden mikroskopischen Studium unserer Gesteine gewann ich nun durchaus die Überzeugung, daß sich dieselben, resp. der größte Teil ihrer Masse, bei der Ausbildung ihrer eigentümlichen Strukturverhältnisse im flüssigen Zustande befunden haben müssen, so daß also die Foliation, die Mosaikbildungen der verschiedenen Gemengteile sowie die Druckerscheinungen an den Mineralindividuen nicht durch Druckvorgänge am festen Gestein³⁾ erklärt werden können,

¹⁾ a. a. O. S. 149.

²⁾ a. a. O. S. 149.

³⁾ Wie schon erwähnt, fehlen auch kataklastische Phänomene in unseren Gesteinen nicht; sie stehen jedoch nicht in Beziehung zu den an denselben zu beobachtenden Parallelstrukturen und besitzen keine allgemeine Verbreitung wie die letzteren.

sondern auf Pressungen und Bewegungen innerhalb eines noch liquiden Magmas zurückgeführt werden müssen. Ich muß mich begnügen, einige besonders augenfällige Belege hierfür anzuführen. Zum Studium dieser Erscheinungen eignen sich besonders die etwa zwischen Gabbro und faserigem Amphibolit stehenden Varietäten mit ihrem Nebeneinander von größeren zerbrochenen Individuen und Mosaik. Es ist hier eine immer wieder zu beobachtende, nach den bisherigen Anschauungen völlig unverständliche Tatsache, daß diejenigen Gemengteile, welche, nach ihrer selbständigen Formentwicklung zu schließen, an der betreffenden Stelle zuerst ausgebildet waren, zwar stark von Zerbrechungen betroffen wurden, aber nur in geringem Maße oder gar nicht als Mosaik ausgebildet sind. Andere Mineralien sind dann gerade vorwiegend als Mosaik entwickelt, dringen als solches zwischen Bruchstücken hindurch, zwängen sich in Lücken ein, verhalten sich also durchaus wie Letztausscheidungen in einem Eruptivgestein. — In Taf. I, Fig. 2 ist ein Aggregat von Hornblendekörnern zwischen nur geringe Druckwirkungen aufweisenden Plagioklasfragmenten¹⁾ in mehrfacher Verästelung hindurchgezwängt. Das Ganze setzt eine Beweglichkeit des Hornblendeaggregates gegenüber der Plagioklassubstanz voraus, wie sie sich wohl nur mit der Annahme verträgt, daß das erstere im flüssigen Zustande zwischen die festen Bruchstücke der letzteren gepreßt wurde. — Es ist oben erwähnt worden, daß von allen Gemengteilen der rhombische Pyroxen am häufigsten Kristallgestalten entwickelt. In Taf. I, Fig. 3 sitzt ein vollständig erhaltener Durchkreuzungszwilling dieses Minerals in einer Grundmasse, die aus Fragmenten braunbestäubten Plagioklases, farblosem Mosaik des letzteren, Körneraggregaten braungrüner Hornblende und Eisenerz sich zusammensetzt. Auch im übrigen ist das Präparat, dem die Photographie entnommen ist, erfüllt mit ausgezeichnet erhaltenen, einfachen oder verzwilligten Bronzitindividuen, die oft um einen Kern von Olivin herumgelagert sind. Daß die Grundmasse dieser merkwürdigen Gesteinspartie aus der Zertrümmerung eines festen Mineralgemenges hervorging, wobei immer nur die gut automorphen Pyroxenindividuen vollständig erhalten blieben, ist sicherlich ausgeschlossen. So stellen die letzteren wohl kompaktere Erstausscheidungen

¹⁾ Diese sind in der bei gekreuzten Nicols aufgenommenen Photographie an der Zwillingslamellierung und an ihrer größeren Fläche gegenüber dem aus Körnchen zusammengesetzten Hornblendeaggregat zu erkennen.

dar, welche den Pressungen in dem erstarrenden Kristallbrei besser widerstanden als die kleineren, jüngeren Individuen, mit denen sie zusammengeschoben wurden. Bedeutungsvoll ist nebenbei noch, daß die Körnchen von Hornblende ebenso wie die Plagioklase sich scharf abgegrenzt an die Bronzitindividuen ansetzen. Wäre die Amphibolbildung hier ein sekundärer Prozeß, der die kleineren Pyroxenkörnchen zuerst erfaßte, so bliebe es unverständlich, daß derselbe so jäh an den Konturen der größeren Individuen Halt machte. Auch sonst findet man nicht selten, daß besonders groß ausgebildete Individuen von rhombischem Pyroxen oder Diallag vorzüglich erhalten geblieben sind und dann porphyrisch aus ihrer feinkörnigen Umgebung hervortreten. Um daumendicke, gedrungene Pyroxensäulen legen sich dann oft langausgezogene Streifen des übrigen Gesteins ausgezeichnet fluidal herum. Wo solche Pyroxensäulen die Kerne von Augen bilden, da können zweifellos die Hornblendeausschwänzungen nicht aus der Zertrümmerung des Pyroxens hervorgegangen sein (wie dies LEHMANN annahm), da der Pyroxen ja noch als vollständiges Individuum erhalten ist.

Besonders gut lassen sich die Erscheinungen dieser Protoklasse da übersehen, wo die Ausscheidung eines Gemengteils erst nach Abschluß derjenigen der übrigen erfolgte; es ist dies allerdings ein recht seltener Fall in den sächsischen Flasergrabbros, der aber an noritischen Gesteinen, die sich im Walde bei der Höllmühle in Blöcken finden, ausgezeichnet zu beobachten ist. In Taf. I, Fig. 4 erkennt man (wohl auch in der photographischen Wiedergabe deutlich), wie die Prismen des rhombischen Pyroxens aufeinandergeschoben und an Stellen des Zusammenpralls stark mitgenommen sind. Dazwischen hat sich — Bruchstücke umschließend und alle Lücken ausfüllend, demnach also später — Plagioklas, z. T. in einheitlichen Individuen, z. T. in Mosaikkörnern, abgeschieden. Wo es zu stärkeren Zerbrechungen kam, da schwimmen die Pyroxenfragmente oft regellos in der Plagioklasgrundmasse (etwa wie Gesteinsbruchstücke als Einschlüsse in einer Eruptivmasse), wie dies Taf. I, Fig. 5 zeigt. Um einen Begriff von der Plagioklasgrundmasse zu geben, ist in Taf. I, Fig. 6 dieselbe Stelle bei gekreuzten Nicols photographiert. Man beachte, daß die einzelnen Pyroxenbruchstücke von verschiedenen Individuen herühren, wie man vor allem an den von Prismen von verschiedener Dicke quer abgebrochenen Fragmenten in der Mitte von Fig. 5 bemerkt, deren kristallographische Längsrichtung am Verlauf der Spaltrisse zu erkennen ist. Eine derartige Zu-

sammenhäufung ursprünglich nicht zusammengehörender Bruchstücke kann doch nur innerhalb einer liquiden Masse stattgefunden haben. Überhaupt scheint mir eine eingehende Erwägung der angeführten Tatsachen kaum eine andere als die hier gegebene Erklärung zuzulassen.

Durch das im vorangehenden Geschilderte wird nun vor allem deutlich, daß in den Mosaikbildungen wesentlich unmittelbare Ausscheidungen aus dem Magma vorliegen. Wohl infolge der starken Bewegungen, denen diese späteren Ausscheidungen vor ihrer Festwerdung ausgesetzt waren, bildeten sich keine größeren Individuen, sondern Aggregate kleinerer Körner, ebenso wie sich aus bewegten Lösungen keine größeren, gut ausgebildeten Individuen abscheiden. Die früheren Beobachtern¹⁾ so auffallend erscheinende Tatsache, daß das bestäubte Plagioklasen umfassende und durchsetzende Mosaik oft völlig frei von Interpositionen ist, bleibt nicht mehr unverständlich, wenn wir in letzterem keine Umkristallisationen von Fragmenten der ersteren, sondern selbständige Bildungen aus dem Magma erblicken. Wenn nun die Mosaikaggregate wesentlich als primär zu gelten haben, so ist damit nicht ausgeschlossen, daß sich ihnen nicht gelegentlich auch Umschmelzungen älterer Ausscheidungen beimengen. In dem Dünnschliff, dem Fig. 5 und 6 entnommen sind, finden sich in der Plagioklasgrundmasse an einer Stelle, wo eine besonders starke Zertrümmerung der Pyroxene stattgefunden hat, zahlreiche unbestäubte, grün-graue Pyroxenkörner, die in so unverkennbarer Beziehung zu den in Auflösung begriffenen Fragmenten stehen, daß sie nur durch Umschmelzung von losgelösten Partikelchen derselben entstanden sein können. Dieselben Mosaikkörner bilden dann auch Ansammlungen um manche der bestäubten Fragmente und ziehen sich weiter in oft durch das ganze Bruchstück hindurchgehende Risse hinein, so daß sie hier Teile des letzteren zusammengekittet und vor Trennung bewahrt haben. In Fig. 6 erkennt man (allerdings etwas undeutlich) innerhalb des Plagioklasmosaiks größere, Druckwirkungen aufweisende Plagioklasindividuen von fragmentaren Umrissen. Das Ganze zeigt dadurch eine deutliche sog. „Kataklasstruktur“, wie sie auch sonst in unseren Gesteinen verbreitet ist, und würde, wenn nicht andere Momente für die primäre Natur der Feldspatgrundmasse sprächen, nach den üblichen Anschauungen zweifellos als Anzeichen mechanischer Beeinflussung durch Gebirgsdruck gelten. Nun finden sich aber auch sonst analoge Phänomene

¹⁾ ROSENBUSCH, a. a. O. II, S. 280.

in Gesteinen, wo die letztere Erklärung für ihre Entstehung ebenfalls ausgeschlossen ist. Als bekanntestes Beispiel hierfür muß ihr Auftreten in den Ureinschlüssen mancher Basalte gelten, doch sind sie wohl überhaupt in Eruptivgesteinen verbreiteter, als gegenwärtig angenommen wird. So berichtet — um nur einige Beispiele anzuführen — BONNEY¹⁾, daß der Plagioklas gewisser kanadischer Norite hauptsächlich in Form sehr kleiner polygonaler Körnchen ausgebildet ist, denen einzelne größere Plagioklaskörner beigemengt sind; die Gesteinsmasse weist dabei keinerlei Anzeichen erlittener Quetschung auf. Typische sogen. „Kataklasstruktur“ findet sich oft in den Granuliten sowie den Lager- und Gneisgraniten des sächsischen Granulitgebietes in Zusammenhang mit zweifellos primären Parallelstrukturen. Besonders interessante Fälle „extremer mechanischer Deformation infolge der Bewegung einer noch schmelzflüssigen Gesteinsmasse“ werden von A. GEIKIE²⁾ erwähnt.

Ebenso wie die Mosaikbildungen haben wir nun wohl auch die grünen und braunen, kompakten Hornblenden der Amphibolite und faserigen Gabbros als unmittelbare Bildungen aus dem Magma anzusehen. Es erscheint mir von vornherein kaum vorstellbar, daß derartige Hornblenden, die, nach ihrer Färbung zu schließen, einen beträchtlichen Gehalt an Sesquioxiden besitzen müssen, durch metamorphe Vorgänge im festen Gesteinskörper z. B. aus den sesquioxidf freien rhombischen Pyroxenen hervorgehen könnten. Daß hingegen in Gabbros in gewissen Partien eine Vertretung der Pyroxene durch primäre Hornblenden stattfindet, ist eine bekannte Tatsache. Es wurde nun bereits oben bei Betrachtung von Fig. 3 gesagt, daß Hornblendekörnchen, wie sie sich in der Grundmasse der betreffenden Gesteinspartie zu kleineren Aggregaten zusammengehäuft finden, sich scharf abgegrenzt an die Bronzitindividuen ansetzen (S. 33). Schon an dieser Stelle wurde hieraus der Schluß gezogen: Wäre die Amphibolbildung hier ein sekundärer Prozeß, der die kleineren Pyroxenkörnchen zuerst erfaßte, so bliebe es unverständlich, daß derselbe so jäh an den Konturen der größeren Individuen Halt machte. Allerdings beobachtet man andererseits auch Fälle, wo derartige Hornblende augenscheinlich aus Pyroxen hervorgeht, sich auf Kosten des letzteren bildet. Daß ein solches Verhältnis der Hornblende zum Pyroxen nicht ohne weiteres für ein „sekundäres“ Hervor-

¹⁾ T. G. BONNEY and C. A. MACMAHON: On the Crystalline Rocks of the Lizard District. Quart. Journ. of the Geol. Soc. 47 (1891), S. 488.

²⁾ A. GEIKIE: On the Tertiary Basalt Plateaus of NW Europe. Quart. Journ. of the Geol. Society, Vol. 52 (1896), S. 333.

gehen der ersteren aus dem letzteren spricht, dafür sind neuerdings verschiedene Forscher auf das bestimmteste eingetreten¹⁾. Beide Mineralien vertreten sich in vielen Eruptivgesteinen gegenseitig, und die Bildung des einen oder anderen von ihnen hängt anscheinend wesentlich von dem Verhältnis von Druck und Temperatur ab, wie dies BECKE entwickelt hat. Der Pyroxen ist alsdann das ältere Glied von beiden und bildet Kerne innerhalb der Hornblendekristalle. Bisweilen sind die letzteren nur einfache Fortwachsungen der ersteren, in anderen Fällen aber ist ihrer Ausscheidung augenscheinlich eine Resorption des Pyroxens vorausgegangen. Das eben Gesagte kann durchaus auf unsere Gesteine Anwendung finden. Die hornblendeführenden Glieder derselben sind jünger als die pyroxenführenden, besitzen sie doch diesen gegenüber gelegentlich selbst durchgreifende Lagerungsverhältnisse. Wo Pyroxen und Hornblende nebeneinander vorkommen, hat sich die letztere stets randlich um Kerne des ersteren angesiedelt²⁾.

Was nun die Hauptmasse der Vorkommnisse der Flaseggabbrogruppe ausmachenden feinkörnig-schieferigen Hornblende-Plagioklasgesteine anbetrifft, die bisher als Amphibolschiefer bezeichnet wurden, so erinnern dieselben bis auf die gewöhnlich vorhandene Parallelordnung ihrer Gemengteile strukturell durchaus an feinkörnig ausgebildete Tiefengesteine, besonders in den Varietäten, in denen die einzelnen Mineralindividuen gleichmäßig miteinander gemengt sind. Aber auch in der Zusammenscharung derselben zu parallelen Lagen, Bändern und Streifen (vgl. Taf. I, Fig. 1) wird gegenwärtig niemand etwas gegen eine eruptive Entstehung Sprechendes erblicken, sind doch derartige Strukturverhältnisse gerade an Gabbrogesteinen oft zu beobachten und ferner ja auch in den sächsischen Granuliten in typischer Weise ausgebildet. Daß die einzelnen Lagen oft gefältelt, ja gefaltet und gewunden sind, ist eine bei den gebänderten Gabbros der Insel Skye³⁾ sowie bei den Granuliten wiederkehrende Erscheinung. Ein Gegensatz zwischen größeren, deformierten Individuen und feiner

¹⁾ Vergl. F. BECKE: Gesteine des Columbretes. TSCHERMAKs min. u. petr. Mitt. 16, S. 327—336, und L. DOERMER: Beiträge zur Kenntnis der Diabasgesteine aus dem Mitteldevon der Umgebung von Dillenburg, N. Jahrb. f. Min., Beilageband XV, S. 599—605.

²⁾ Ein ganz ähnliches Verhältnis wie hier zwischen Pyroxen und Hornblende scheint in den Granuliten zwischen Granat und Biotit zu bestehen.

³⁾ Vergl. A. HARKER: The Tertiary Igneous Rocks of Skye, Glasgow 1904, S. 92.

körnigem Aggregat fehlt im allgemeinen diesen Varietäten, wenigstens treten größere Einsprenglinge, fast stets von Augenform, gewöhnlich nur vereinzelt und akzessorisch auf: die übrige Gesteinsmasse zieht sich dann oft deutlich fluidal um sie herum. Die Amphibolite können, ähnlich wie die Granulite, gelegentlich recht feinkörnig werden.

Bereits oben wurde von Amphibolitbildungen gesprochen, die gangförmig innerhalb der Flasergabbrogruppe auftreten. LEHMANN erblickte in denselben Spaltausfüllungen durch metamorphosierte Reibungsprodukte des Gabbros. Durchgängig sind sie sehr hornblende- und erzreich und arm an Plagioklas. An einem Felsen bei Roßwein beobachtete ich einen derartigen Gang von ca. $\frac{3}{4}$ m Mächtigkeit, der durch stark gefaltete gebänderte Amphibolschiefer quer hindurchsetzt. Das Ganggestein dringt z. T. tiefbuchtig in die letzteren ein, z. T. ragen aufgeblätterte Lagen halbinselförmig in dasselbe hinein; deutlich erkennt man auch hellere Lagen und Fetzen als Einschlüsse in dem tiefschwarzen Ganggestein. Dasselbe hat an einer Stelle die Lagen einer Falte auseinandergeschoben und bildet eine zickzackförmige, etwas verästelte Apophyse. Dieses durchaus eruptive Verhalten sowie die oft nicht unbedeutliche Mächtigkeit solcher Gänge (1 m und wohl noch darüber) sprechen entschieden dagegen, daß ihre Gesteinsmasse aus Trümmermaterial entstanden ist. Man hat es wohl hier mit letzten Erstarrungsprodukten des Gabbromagmas zu tun; bisweilen erhält man den Eindruck, als gingen diese Gangbildungen aus den normalen, regelmäßig am konkordanten Gesteinsverband teilnehmenden Amphibolschiefen hervor.

Mit einigen Worten möchte ich noch auf das Verhältnis der mehr massig struierten Gesteinsvarietäten, vor allem der normalen Gabbros, zu den feinschieferigen Amphiboliten eingehen. Die erstgenannten sind mit diesen oft durch Gesteinspartien verbunden, welche wohl zweifellos aus einer Auflösung von Gabbromaterial hervorgingen. Das Auftreten größerer einsprenglingsartiger Individuen (vgl. Taf. I, Fig. 3) sowie ganzer Gesteinspartien von größerem Korn innerhalb der feinkörnigen, die Hauptmasse der Vorkommnisse ausmachenden Amphibolitgesteine erweckt durchaus die Vorstellung, daß die ersteren unter anderen Bedingungen als die letzteren, vielleicht selbst vor dem eruptiven Empordringen des Magmas gebildet worden seien. Derartige frühere Festwerdungen mögen dann vielfach eine partielle oder selbst vollständige Wiederauflösung erfahren haben, wobei dann wieder Verflüssigtes durch Bewegungen und Pressungen einseitig ausgezogen wurde, und so aus Individuen

„Augen“ mit Ausschwänzungen, aus ganzen Gesteinspartien¹⁾ Lentikulärmassen entstanden. Die Auflösung von Gabbromaterial und Ausziehung des Aufgelösten in einer Richtung machte sich naturgemäß vor allem an den Rändern der festen Massen geltend, zog sich jedoch gelegentlich längs Rissen und Spalten auch mehr in die inneren Partien derselben hinein. Dann mögen jene die gabbroiden Linsen durchsetzenden Streifen mehr oder minder gestreckter Varietäten entstanden sein, die LEHMANN als Gleitlagen hinstellte. Gegen eine solche Auffassung spricht einmal, daß sie häufig (bei kleineren Dimensionen) wesentlich aus Individuen eines Minerals, also z. B. nur aus Hornblende, bestehen, vor allem aber, daß die diese Streifen seitlich begrenzenden Gesteinspartien keinerlei Anzeichen einer durchgemachten Gleitung erkennen lassen. LEHMANN sagt selbst von ihnen a. a. O. S. 194: „Die einzelnen Teile des Gabbros erscheinen hier nicht einfach verschoben, sondern wie abgedreht“; das heißt aber doch, daß man es hier eben nicht mit „Gleitung“ und „Gleitlagen“ zu tun hat. — Übrigens dürfte man bei der Betrachtung der oben dem Texte eingefügten Abbildung (S. 8) den Eindruck erhalten, daß die leicht gewellten, um gröbere Partien oft sanft umbiegenden Gesteinslagen und Flasern wohl eher aus der Bewegung und Ausziehung einer zähflüssigen, mit bereits verfestigtem Gesteinsmaterial vermengten Schmelzmasse als aus der Auswalzung festen Gesteines hervorgegangen sind.

Für das Altersverhältnis der Flasergabbrogruppe zum Granulit ließen sich keine neuen entscheidenden Anhaltspunkte gewinnen. Der Kontakt beider Gesteine ist in allen gegenwärtig bestehenden Aufschlüssen ein scharfer und Übergangsloser. Das Fehlen aller Diskordanzen an den Grenzen sowie der Umstand, daß sowohl Flasergabbro gelegentlich im Granulit (Troischaufels bei Roßwein) als auch Granulit innerhalb der Flasergabbrogruppe²⁾ auftritt, sprechen doch wohl zugunsten

¹⁾ Auch die nicht verflüssigten Anteile solcher Gesteinspartien scheinen dabei eine gewisse Erweichung erfahren zu haben, wodurch sie mechanischen Deformationen besonders zugänglich wurden. Man beobachtet bisweilen sehr starke, einfache oder doppelte, bruchlose Biegungen der Individuen, die wohl kaum in einem normalfesten Zustande des spröden Materials entstanden sein können. Vielleicht sind auch die Druckphänomene in den basaltischen Ureinschlüssen, an die ich beim Studium derartiger Gesteinspartien oft erinnert wurde, mit einer Erweichung des Gesteins in Zusammenhang zu bringen.

²⁾ Bei Grumbach unweit Mittweida fanden sich in den Amphibolschiefern schmale Lagen von Granulit einige dm von der Grenze beider entfernt konkordant eingeschaltet.

einer gleichzeitigen Entstehung beider. Gegen die Gneissglimmerschiefergrenze hin zeigen die Amphibolite oft eine reichliche Aufnahme von Biotit, der, u. d. M. betrachtet, dünne Lagen und Strähnen sowie Anhäufungen einzelner Blättchen bildet, die den Eindruck aufgelösten Schiefermaterials machen. Deutliche Schieferfragmente als Einschlüsse ließen sich jedoch nicht finden.

Ich will nicht unerwähnt lassen, daß auch von anderen Autoren vereinzelt flaserige bis feinschieferige und gebänderte Ausbildungsweisen an Gabbrogesteinen als eruptive Bildungen gedeutet worden sind. So treten in den zweifellos eruptiven Lizardgabbros neben vorwiegenden massigen Varietäten flaserige bis feinschieferige, vorwiegend auf die Randpartien der Eruptivmasse beschränkte Gesteinsabarten auf (Flaser- und Augengabbros, amphibolschieferartige Massen), die der Beschreibung nach mit den entsprechenden Varietäten unter den sächsischen Gesteinen durchaus übereinstimmen, und für deren primäre Natur BONNEY und MAC MAHON¹⁾ auf das entschiedenste eintreten. Sie machen vor allem geltend, daß der an derartig parallelstruierte Gabbropartien angrenzende ältere Serpentin keinerlei Andeutung eines erlittenen Druckes erkennen läßt, was doch der Fall sein müßte, wenn die fraglichen Phänomene dynamometamorpher Entstehung wären. Auf mikroskopische Details gehen die beiden Autoren nicht näher ein. In vieler Beziehung lehrreich sind auch die Verhältnisse an den bekannten, ebenfalls zweifellos eruptiven „gebänderten Gabbros“ der Hebriden, vor allem der Insel Skye²⁾, wenn sich diese Gesteine auch von den unserigen darin unterscheiden, daß in ihnen u. d. M. wahrnehmbare Druckerscheinungen fehlen, auch eine Vertretung des Pyroxens durch Hornblende nicht stattfindet. In neuester Zeit scheint W. BERGT bei der Untersuchung des Gabbromassives des bayerisch-böhmischen Grenzgebirges zu Resultaten zu gelangen, die mit den in dieser Arbeit gewonnenen in Einklang stehen, wenn auch die Anschauungen in den bisher erschienenen Vorberichten³⁾ nur vermutungsweise ausgesprochen sind.

¹⁾ a. a. O. S. 483—490.

²⁾ A. GEIKIE and J. J. H. TEALL: On the Banded Structure of some Tertiary Gabbros in the Isle of Skye. Quart. Journ. of the Geol. Soc. 50 (1894), S. 645; und A. HARKER, a. a. O.

³⁾ Sitzungsberichte der Kgl. Preuß. Akad. d. Wissensch., Phys.-math. Klasse XVIII, 1905, S. 395—405 und XXII, 1906, S. 432—442.

5. Chemische Zusammensetzung der Gesteine der Flasergabbrogruppe.

Was die chemische Zusammensetzung der Gesteine der Gabbrogruppe anbetrifft, so ist diese, wie sich auch nach dem mikroskopischen Befunde erwarten ließ, eine stark wechselnde. Es sind im folgenden 9 Analysen zusammengestellt; ältere stammen von BUNSEN und STELZNER, neueren Datums sind die von SACHSSE und BECKER herrührenden; schließlich stellte Dr. E. DONATH in Leipzig auf meine Veranlassung hin 2 Analysen von Amphiboliten her. In Nr. III habe ich den als Fe_2O_3 angegebenen Eisengehalt auf FeO umgerechnet, da erfahrungsgemäß letzteres gegen Fe_2O_3 in unseren Gabbros vorwiegt. Nr. IV ist trotz der fehlenden Alkalibestimmung beigelegt, um den starken Unterschied in der Zusammensetzung von Gesteinen eines und desselben Vorkommnisses zu zeigen. Nr. X ist die Analyse eines dichten, erzreichen Amphibolits, XI die eines aus z. T. porphyrisch hervortretender brauner Hornblende, Plagioklas, Erzen und etwas Biotit und Granat bestehenden Amphibolits. Den Analysenresultaten auf S. 42 u. 43 ist die Gesteinsformel nach LÖWINSON-LESSING beigelegt.

Wie man aus der Zusammenstellung erkennt, schwankt der Gehalt an den einzelnen Oxyden ganz bedeutend bei den verschiedenen Gesteinen. Nur verhältnismäßig wenig variiert SiO_2 (zwischen 46,16 und 50,54 %), um so mehr aber Al_2O_3 (9,76 bis 20,02 %) und die Monoxyde: FeO (5,00 bis 13,30 %), MgO (3,85 bis 17,32 %) und CaO (7,43 bis 17,55 %), während der Alkaliengehalt ziemlich konstant bleibt. Fe_2O_3 tritt immer gegen FeO zurück. Trotz dieser Schwankungen weichen die Gesteinsformeln nur unbedeutend von der normalen Gabbroformel ¹⁾ ab.

Sieht man zunächst von den Amphiboliten ab, so erkennt man schon bei den Gabbros von einem und demselben Vorkommen starke Schwankungen gewisser Stoffe, wie bei III und IV im Mg -Gehalt. Bei III, wo er bis auf 10,08 steigt, darf man eine stärkere Beteiligung der Pyroxene, vor allem des rhombischen Pyroxens, vermuten als in dem offenbar feldspatreicheren Gestein IV. Um einen Einblick in die Beteiligung der verschiedenen Mineralien zu erhalten, habe ich für

¹⁾ LÖWINSON-LESSING: Studien über die Eruptivgesteine, Petersburg 1897. Tabelle.

III die quantitativen Anteile der einzelnen Komponenten ausgerechnet ¹⁾:

III.	3,3 Na Al Si ₃ O ₈ . . .	} Labrador = 7,3 Tl. = 18%
	4,0 Ca Al ₂ Si ₂ O ₈ . . .	
	8,4 (Mg Fe) Al ₂ Si O ₆ }	} Diallag = 21,9 Tl. = 54%
	13,5 (Mg Fe) Ca Si ₂ O ₆ }	
	9,2 (Mg Fe) ₂ Si ₂ O ₆ Rhomb. Pyrox. =	9,2 Tl. = 23%
	2,7 Fe O im Erz	= 5%
		100%

Da die Analysen infolge der ungemein wechselnden Zusammensetzung der Gabbros immer nur Zahlen für spezielle Fälle darstellen, habe ich auf die Angabe der quantitativen Beteiligung der Mineralien in den übrigen Fällen verzichtet.

¹⁾ Zur Ermittlung dieser Zahlen wurde eine versuchende Methode, nicht das umständlichere Verfahren der Auflösung eines Gleichungssystems, angewendet. Eine gewisse Schwierigkeit war insofern zu überwinden, als in unseren Gesteinen alle Oxyde mit Ausnahme der Alkalien an dem Aufbau von mehr als einer Mineralkomponente teilnehmen. Das angewendete Verfahren ist kurz folgendes: Von der auf Molekularproportionen umgerechneten Analyse werden alle Alkalien zum Albitmolekül des Plagioklases Na Al Si₃ O₈ geschlagen, ferner alle auf die Erze Fe₃ O₄, Fe Ti O₃ und die Sulfide entfallenden Oxydanteile abgerechnet. In beiden Fällen wird ein nicht zu vermeidender Fehler begangen, indem fast alle Metasilikate Alkalien, Fe₂ O₃ und Ti O₂ enthalten; doch ist der Fehler gering. Bei der weiteren Aufteilung sind nun noch folgende Silikate zu berücksichtigen: Ca Al₂ Si₂ O₆ (Anorthit), (Mg, Fe) Al₂ Si O₆ und (Mg, Fe) Ca Si₂ O₆ in den monoklinen, (Mg, Fe)₂ Si₂ O₆ in den rhombischen Metasilikaten. Von der Gesamtsumme der Monoxyde (Fe O + Mg O + Ca O) ziehe ich nun so viel Einheiten ab, als Al₂ O₃ nach der Abrechnung des Albitanteils zur Verfügung steht und zur Bildung eines Kernes R^{II} Al₂ (...) nötig ist. Der Rest der Monoxyde dient dann zur Bildung der Silikate (Mg, Fe) Ca Si₂ O₆ und (Mg, Fe)₂ Si₂ O₆, bei denen auf je 1 RO 1 Si O₂ kommt. Zieht man also von der verfügbaren Si O₂-Menge so viel ab, als die Menge der nicht mit Al verbundenen Monoxyde beträgt, so erhält man einen Si O₂-Rest, der mit dem Kerne R^{II} Al₂ (...) zu verbinden ist; und zwar erfordert dieser z. T. die gleiche, z. T. die doppelte Menge Si O₂, indem ihm einmal das Pyroxenmolekül [(Mg, Fe) Al₂] Si O₆, zweitens das Anorthitmolekül [Ca Al₂] Si₂ O₆ angehört. Man rechnet zunächst die gleiche Menge Si O₂, wie Ca Al₂ (...) ab, dann gibt der Rest an Si O₂, die Quantität des Anorthitmoleküls R Al₂ Si₂ O₆ resp. Ca Al₂ Si₂ O₆ an. Man bildet nun der Reihe nach die Verbindungen: (Mg, Fe) Al₂ Si O₆, (Mg, Fe) Ca Si₂ O₆ und (Mg, Fe)₂ Si₂ O₆. — In der obigen Rechnung mußte insofern von diesem Wege abgewichen werden, als eine Bestimmung des Erzanteils infolge mangelnder Fe₃ O₄- und Ti O₂-Angaben nicht möglich war. Es wurde hier auf das Albitmolekül so viel Anorthit gerechnet, als nach der oben (S. 11) gegebenen Zusammensetzung des Plagioklases des Gabbro nötig war.

Analysen sächsischer Flaser-

No.	Lokalität und Gesteinshabitus	Ana- lytiker	Quelle	Si O ₂	Ti O ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	Fe O	Mn O
III.	Höllmühle, Penig (Grobkörniger Gabbro mit vor- wieg. Pyroxen)	Bunsen	Mitteil. 1861	49,896	—	16,044	—	7,025	—
IV.	Höllmühle (Sogen. Hyper- sthenit)	Stelzner	J. Min. 1871	48,85	—	19,45	—	8,15	Spur
V.	Böhrigen bei Roßwein (Sogen. dichter Gabbro?)	dgl.	dgl.	50,54	—	12,90	—	13,01	2,28
VI.	Mahlitzsch bei Roßwein	dgl.	dgl.	49,45	—	19,28	—	11,93	Spur
VII.	Vier Linden bei Roßwein (Gabbro)	Sachsse und Becker	J. Min. 1893	46,16	—	20,02	1,00	5,00	—
VIII.	Vier Linden (Amphibolit)	dgl.	dgl.	47,78	—	13,66	2,66	10,39	—
IX.	Etzdorf bei Roßwein (Amphibolit)	dgl.	dgl.	48,22	—	9,76	2,95	5,46	—
X.	Hartenberg bei Roßwein (Dichter schwar- zer Amphibolit)	Donath	—	46,98	0,64	10,60	1,20	12,50	—
XI.	Grumbach bei Mittweida (Porphyrtiger Amphibolit)	dgl.	—	46,61	0,40	16,62	2,51	13,30	—

gabbros. (Analysen III—XI.)

Mg O	Ca O	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	Sonst	Summa	Gesteinsformel nach Löwinson - Lessing
10,080	14,485	1,679	0,552	1,460 Glüh- verlust	—	101,221	$\alpha = 1,49$ RO : R ₂ O ₃ : SiO ₂ = 3,9 : 1 : 5,3 R ₂ O : RO = 1 : 18,3
3,85	17,55	—	—	1,03	0,82 CO ₂	99,70	—
6,85	10,95	2,03	0,82	1,08	—	100,46	$\alpha = 1,68$ RO : R ₂ O ₃ : SiO ₂ = 4,6 : 1 : 6,6 R ₂ O : RO = 1 : 14,0
4,18	9,86	2,59	—	2,35	Spur SO ₃	99,86	$\alpha = 1,56$ RO : R ₂ O ₃ : SiO ₂ = 2,4 : 1 : 4,3 R ₂ O : RO = 1 : 10,7
8,89	12,43	3,40	0,65	2,84	—	100,39	$\alpha = 1,30$ RO : R ₂ O ₃ : SiO ₂ = 2,5 : 1 : 3,8 R ₂ O : RO = 1 : 8,3
11,36	8,52	3,38	0,38	2,43	—	100,56	$\alpha = 1,50$ RO : R ₂ O ₃ : SiO ₂ = 3,8 : 1 : 5,3 R ₂ O : RO = 1 : 9,9
17,32	11,85	2,56	0,42	2,15	—	100,69	$\alpha = 1,45$ RO : R ₂ O ₃ : SiO ₂ = 6,3 : 1 : 7,0 R ₂ O : RO = 1 : 15,7
10,90	10,33	2,09	0,64	1,83 Glüh- verlust	1,06 S Spur P ₂ O ₅	98,77	$\alpha = 1,57$ RO : R ₂ O ₃ : SiO ₂ = 5,7 : 1 : 7,1 R ₂ O : RO = 1 : 15,5
7,20	7,43	1,93	0,80	2,81 Glüh- verlust	0,13 S	99,24	$\alpha = 1,45$ RO : R ₂ O ₃ : SiO ₂ = 2,8 : 1 : 4,4 R ₂ O : RO = 1 : 12,5

Bei V und VI sind leider keine sicheren Angaben über die Natur des Gesteins zu finden; V wird als dichter, auch als dynamometamorpher Gabbro bezeichnet, wahrscheinlich liegt ein Amphibolit vor.

Vergleicht man nun Gabbro und Amphibolit von einem und demselben Fundort, wie VII und VIII von den Vier Linden bei Roßwein, so stellt sich heraus, daß SiO_2 in beiden fast gleich, beim Amphibolit etwas höher ist; der Al_2O_3 -Gehalt des letzteren ist um $\frac{1}{3}$ geringer, Fe_2O_3 und FeO doppelt so hoch als im Gabbro, ebenfalls höher ist der MgO -, niedriger der CaO -Gehalt, während die Alkalien bei beiden Gesteinen etwa gleich sind. Dieses merkwürdige Resultat ist nun nicht etwa ein zufälliges, sondern ergibt sich in den wesentlichen Punkten auch beim Vergleich aller zweifellosen Gabbros (III, IV, VII) mit den zweifellosen Amphiboliten (VIII, IX, X, XI). Man erkennt nämlich, daß bei etwa gleichem SiO_2 -Gehalt der Al_2O_3 -Anteil in den Amphiboliten beträchtlich geringer, der Gehalt an Oxyden mit zweiwertigen Metallen aber höher ist als in den Gabbros, während die Alkalien etwa gleich sind. Dieses Resultat spricht nun ebenfalls mit aller Entschiedenheit dagegen, daß die Amphibolite durch irgend eine Metamorphose aus den Gabbros hervorgegangen sind. Die Tonerde erweist sich infolge der Unlöslichkeit ihrer Verbindungen bei allen Umwandlungsprozessen gerade als die fixeste aller Basen, die sich auf Kosten der übrigen Oxyde anreichert; in unserem Falle hätte sie in den Amphiboliten von allen Stoffen am stärksten abgenommen. Auch die Anreicherung an Monoxyden widerspricht allen Erfahrungen bei derartigen Prozessen. — Die Allgemeingültigkeit des eben gewonnenen Resultates ergibt sich nun besonders auch aus dem mikroskopischen Befunde. In den Amphiboliten überwiegen die Hornblenden in den meisten Fällen den Plagioklas, der außerdem nicht selten noch etwas basischer ist als im Gabbro, während zugleich ein starkes Anwachsen des Erzgehaltes und damit von FeO (im Magnetkies: $\text{Fe}_n\text{S}_{n+1}$ und Titaneisen FeTiO_3) stattfindet. Mit der Anreicherung der Hornblende auf Kosten des Plagioklases muß sich aber ein Anwachsen der Monoxyde, ein Sinken der Tonerde geltend machen.

Auf Grund der vorstehenden Tatsachen kann kaum ein Zweifel bestehen, daß man es hier mit magmatischen Spaltungsvorgängen, die mit den Druckerscheinungen in Verbindung stehen, nicht mit sekundärem Hervorgehen des einen Materials aus dem anderen zu tun hat. Besonders hervorgehoben sei

aber nochmals, daß die zwischen den eigentlichen Gabbros und den Amphiboliten der Flasergabbrogruppe sich geltend machenden chemischen Unterschiede sich innerhalb der für Gabbrogesteine charakteristischen Verhältnisse bewegen, wie dies vor allem aus einem Vergleich der Gesteinsformeln nach LÖWINSON-LESSING hervorgeht. Daher scheint mir die von E. BERGT¹⁾ vorgeschlagene Bezeichnung der Amphibolite der Flasergabbrogruppe als Hornblendegabbros eine durchaus angemessene zu sein. Weniger möchte ich zustimmen, wenn für die feinschieferigen Varietäten die LEHMANNsche Bezeichnung Gabbroschiefer oder Amphibolgabbroschiefer gewählt wird, da die Endung „-schiefer“ unwillkürlich hier nicht gewollte genetische Vorstellungen erweckt. Noch eher dürfte sich die Bezeichnung „schieferiger Gabbro“ resp. „Hornblendegabbro“ empfehlen, wobei das Adjektiv „schieferig“ hier als Ausdruck der mit einer gewissen Spaltbarkeit des Gesteines verknüpften primären Parallelstruktur zu gelten hat.

6. Verwitterung.

Die Gesteine der Flasergabbrogruppe verhalten sich, wie schon an anderer Stelle erwähnt wurde, sehr verschiedenartig der Verwitterung gegenüber. Während sich die körnigen und grobfaserigen Typen ungemein widerstandsfähig erweisen, sind die langfaserigen und schieferigen Varietäten fast nur in den tiefen Taleinschnitten erhalten. Ihre Zersetzung läßt sich gut verfolgen. Schon in scheinbar frischen Gesteinen ist der Plagioklas oft reichlich mit Blättchen und Schüppchen glimmeriger, kaolinischer und karbonatischer Substanzen erfüllt, wodurch er getrübt erscheint. Sehr feine Spalten im Gestein sind dann oft mit einer Substanz ausgefüllt, die wohl als saurer Plagioklas, vielleicht Albit, anzusprechen ist. Wie weit Chloritisierung und Serpentinisierung der dunklen Gemengteile hierhergehören, ist nicht zu entscheiden, da sie auch als Begleiterscheinungen der Smaragditbildung auftreten. Bei stärkerer Zersetzung sind die Amphibol-Pyroxenaggregate zu rostigen Massen zersetzt, die jedoch sicher nicht allein aus diesen ockerigen Substanzen bestehen, da selbst die weitgehend zersetzten Walkerdemassen noch einen starken Magnesiagehalt aufweisen. Im allgemeinen fallen die Feldspate leichter und

¹⁾ a. a. O. XVIII, S. 402. — Centralblatt f. Mineralogie etc. 1906, S. 10–12.

vollständiger der Zersetzung anheim als die dunklen Gemengteile, umsomehr, je mehr sie sich chemisch dem Bytownit nähern, wie in den feinschieferigen Hornblendegabbros; die Labradore der normalen Gabbros aber sind oft sehr widerstandsfähig. In einer Grube bei Roßwein wiesen die Plagioklasse eines Gesteins, dessen dunkle Gemengteile „verrostet“ waren, beim Anschlagen stets glänzende Spaltflächen auf, waren also noch vollkommen frisch. — Die Verwitterung führt auch hier schließlich zur Bildung erdiger Massen. In weniger fortgeschrittenen Stadien liegen in der feinen Masse noch reichlich körnige und sandige Anteile; diese grünen und schüttigen Partien gehen dann, wo sie vor der Fortführung durch das fließende Wasser geschützt waren (vor allem unter der Lehmbedeckung), in Walkerde über, eine weiche, tonige, fettig sich anfühlende Masse, die oft noch die Flaserung und Bänderung des Ursprungsgesteins durch einen Wechsel weißer und grünlicher oder bräunlicher Partien erkennen läßt. Rein weiße, äußerst feinerdige Walkerde ist wohl immer ein Umlagerungsprodukt.

Die chemischen Vorgänge dieser Verwitterung lassen sich gut an der Hand der folgenden Analysen¹⁾ überschauen; neben den schon oben angeführten, fast frischen Amphibolit von Etzdorf sind unter XII und XIII fortschreitende Zersetzungsprodukte, unter XIV Walkerde dieser Lokalität gestellt.

	IX.	XII.	XIII.	XIV.
SiO ₂ . . .	48,22 %	57,88 %	55,13 %	50,62 %
Al ₂ O ₃ . . .	9,76 -	12,46 -	15,42 -	22,36 -
Fe ₂ O ₃ . . .	2,95 -	10,34 -	8,86 -	7,64 -
FeO . . .	5,46 -	—	—	—
MgO . . .	17,32 -	9,99 -	8,69 -	5,24 -
CaO . . .	11,85 -	1,60 -	1,70 -	1,94 -
Na ₂ O . . .	2,56 -	1,10 -	3,39 -	2,36 -
K ₂ O . . .	0,42 -	2,02 -	1,34 -	2,74 -
H ₂ O . . .	2,15 -	5,89 -	4,48 -	7,22 -
	100,69 %	101,28 %	99,01 %	100,12 %

Schon zu Beginn der Zersetzung findet eine völlige Oxydierung des FeO statt (Rostung der dunklen Gemengteile):

¹⁾ Von SACHSSE u. BECKER, in: Die landwirtschaftlichen Versuchsstationen 40, 1892, S. 256.

CaO nimmt sehr stark ab (wohl Fortführung als Karbonat), nicht ganz so stark MgO. Weiterhin findet dann eine allmähliche Abnahme von Fe_2O_3 und MgO statt. Der Prozeß läuft bei gleichzeitiger Wasseraufnahme auf eine Anreicherung der bei allen diesen Prozessen fixesten Oxyde Al_2O_3 und K_2O hinaus, während SiO_2 und Na_2O nahezu unverändert bleiben; der Wassergehalt des Endproduktes ist nicht hoch. — Der Analyse nach wird die Walkerde vorwiegend aus wasserhaltigen Tonerdesilikaten, glimmerigen Substanzen, chloritischen oder serpentinischen Partikeln und Eisenocker bestehen, ein Resultat, das sich auch nach dem Beginn der Zersetzung, wie er im Dünnschliff zu verfolgen ist, erwarten ließ.

Infolge der reichlichen Brauneisenbildung bei beginnender Zersetzung sind Aufschlüsse der Flaser-gabbrogruppe, die den Atmosphären längere Zeit ausgesetzt waren, an der Oberfläche rostbraun gefärbt; im Dünnschliff findet man alle Spältchen solcher Gesteinspartien mit feinen Brauneisenhäutchen ausgekleidet.

Blöcke von Gabbro zeigen immer eine charakteristische warzige und zerfressene Oberfläche, indem die dunklen Partien besser erhalten über die Feldspatanteile hervorragen. Der feinemehlige Zersetzungsstaub der letzteren wurde offenbar leichter vom fließenden Wasser forttransportiert, während die ockerigen Substanzen, die aus den dunklen Gemengteilen hervorgehen, ein zusammenhaltendes Bindemittel zu bilden scheinen, welches die stärkere Wegführung von Substanz verhütet.

7. Zusammenfassung.

Werfen wir noch einen Blick auf die Ergebnisse der vorliegenden Arbeit, so sind dies die folgenden:

1. Die eigentümlichen Strukturverhältnisse der Gesteine der Flaser-gabbrogruppe rühren nicht von Druckvorgängen her, die das bereits feste Gestein betrafen, sondern sind auf Druckprozesse, die sich im erstarrenden Magma abspielten, zurückzuführen.

2. Diese Prozesse beeinflussten nicht nur die Struktur, sondern auch den Chemismus der Mineralbildung des erstarrenden Gesteins, indem an Stelle der Pyroxene der normalen Gabbros Hornblendemineralien sich ausbildeten, und damit an Stelle der Gabbros sogenannte Amphibolite entstanden.

3. Die letzteren besitzen demgemäß die chemische Zusammensetzung eines Gabbrogesteines und sind daher am besten als Hornblendegabbros zu bezeichnen. Den normalen Pyroxengabbros der ihnen eingeschalteten Lentikulärmassen gegenüber erweisen sie sich als reicher an Oxyden zweiwertiger Metalle und ärmer an Tonerde, eine Tatsache, die jedenfalls gegen ein sekundäres Hervorgehen aus diesen Pyroxengabbros spricht.

Beitrag zur Kenntniss der erratischen Basalte.

Von Herrn J. MARTIN in Oldenburg.

Hierzu Taf. II—VI.

In meinem Aufsatz „Erratische Basalte aus dem Diluvium Norddeutschlands“¹⁾ habe ich die Feldspatbasalte, je nachdem der Feldspat intratellurisch oder effusiv ist oder in beiden Generationen vorkommt, in drei Gruppen geteilt, von denen die beiden letztgenannten nach der vorwiegend idiomorphen oder leptomorphen Ausbildungsweise der jüngeren Feldspatgeneration in je zwei Unterabteilungen getrennt wurden.

In analoger Weise lassen sich die Nephelinbasanite sowohl wie die Nephelinbasalte nach der Gestaltung des Nephelins klassifizieren, während bei den Leucitbasaniten und Leucitbasalten, von denen bislang nur wenige Funde vorliegen, von einer weiteren Einteilung vorläufig abgesehen werden muß. Da jedoch der Leucit sowohl in idiomorpher wie in leptomorpher Form uns entgegentritt, so wird voraussichtlich bei einer größeren Zahl von Funden auch hier eine Klassifikation nach der Beschaffenheit des Leucits sich bewerkstelligen lassen.

Zwischen diesen Typen, zu denen noch die Glasbasalte sich hinzugesellen, bestehen aber so zahlreiche Übergänge, daß sämtliche aus Schonen herzuleitenden Basalte als Erzeugnisse desselben Magmas angesehen werden können.

Für die Beurteilung dieser verwandtschaftlichen Beziehungen ist die Entstehung der Augitaugen und gewisser zeolithischer Ausscheidungen von größter Bedeutung, indem nachgewiesen werden konnte, daß diese Bildungen aus Feldspateinsprenglingen hervorgegangen sind.

In Taf. II, Fig. 1 ist ein Feldspateinsprengling von einer zeolithischen Substanz umschlossen, die sowohl gegen das Feldspatkorn wie gegen die kristallinen Bestandteile der sie umgebenden Grundmasse durch ein schnurförmiges Mineral begrenzt ist. Nach der Art ihres Auftretens sind beide Mine-

¹⁾ Abb. Nat. Ver. Bremen XVII, S. 485—522.

Zeitschr. d. D. geol. Ges. 1907.

ralien augenscheinlich Umwandlungsprodukte des Feldspats. Derartige Bildungen, die in der Grundmasse der Basalte sehr häufig miteinander vergesellschaftet sind, haben also in solchem Fall ihre Existenz einer älteren Feldspatgeneration zu danken¹⁾.

Wo Plagioklaseinsprenglinge gänzlich fehlen, kann demnach aus dem gemeinschaftlichen Auftreten solcher Ausscheidungen geschlossen werden, daß die ältere Feldspatgeneration ursprünglich vorhanden gewesen ist.

Die Augitaugen werden von FR. EICHSTÄDT²⁾ als mikroskopische Kristalldrüsen aufgefaßt, deren Inneres von Glas oder von zeolith- oder viriditartigen Substanzen angefüllt ist. Entgegen dieser Ansicht habe ich, wie gesagt, darzulegen gesucht, daß diese Gebilde ebenfalls für Umwandlungsprodukte der älteren Feldspatgeneration anzusprechen sind.

Bei Feldspateinsprenglingen, die infolge magmatischer Resorption allseitig abgerundet sind, gehört es zu den ganz gewöhnlichen Erscheinungen, daß sie von einem Kranz von Augitmikrolithen umgeben sind, wodurch Bildungen entstehen, die im gewöhnlichen Licht einem Augitage mit farblosem Glaskern aufs täuschendste gleichen (Taf. II, Fig. 2). Je kleiner das Feldspatkorn ist, eine um so größere Breite hat im allgemeinen der Augitmikrolithenkranz aufzuweisen. Es darf daher angenommen werden, daß die Bildung dieses Kranzes mit der magmatischen Resorption der Feldspatkörner Hand in Hand geht, und des weiteren darf geschlossen werden, daß bei völliger Auflösung der Feldspatkörner an ihrer Stelle mehr oder weniger dichte Anhäufungen von Augitmikrolithen entstehen können, für die ich die Bezeichnung „Augitnest“ vorgeschlagen habe (Taf. II, Fig. 3).

Es besteht aber auch die Möglichkeit, daß das aus einem Feldspatkorn hervorgegangene Magma im Innern eines Augitmikrolithenkranzes zu Glas erstarrt, während die Bildung von Augitmikrolithen entweder ganz unterbleibt oder nur noch in verringertem Maße vonstatten geht. In dem einen Fall entsteht ein mit Glas gefülltes „Augitage“, in dem andern eine Zwischenform von Augitage und -nest.

Die Feldspate der älteren Generation unterliegen ferner häufig verschiedenen Umwandlungsprozessen, wobei Kalzit wie

¹⁾ Über schnurförmige Umwandlungsprodukte des Olivins vergl. l. c. S. 508.

²⁾ Skånes basalter. Sver. Geol. Und., Ser. C, Nr. 51, S. 37.

auch zeolithische und viriditische Substanzen zur Ausscheidung gelangen. Wird hiervon ein von einem Augitmikrolithenkranz umgebenes Feldspatkorn betroffen, so entsteht wiederum ein „Augitage“, das in solchem Fall mit einem oder auch mehreren der genannten Zersetzungsprodukte ausgefüllt ist.

In einem Feldspatbasalt, welcher zahlreiche von Augitmikrolithen umkränzte Feldspatkörner enthält, beobachtete ich in einem Fall als Kern des Kranzes an Stelle des Feldspats ein Kalzitkorn¹⁾. Bei demselben Fund ist auch die Bildung einer viriditischen Substanz an den mit Augitkränzen versehenen Feldspatkörnern mehrfach wahrzunehmen (Taf. II, Fig 4), während bei einem anderen Feldspatbasalt zu sehen ist, wie ein größeres Feldspatkorn, das teilweise von Augitmikrolithen umschlossen ist, sich in eine zeolithische Substanz umwandelt²⁾.

Die Augitage, mögen sie mit Glas, Kalzit, Viridit oder Zeolith oder mit mehreren dieser Substanzen ausgefüllt sein, sind demnach Umwandlungsprodukte der älteren Feldspatgeneration, und ebenso sind die Augitnester zu deuten.

Klassifikation der Basalte.

I. Feldspatbasalte.

A. Feldspat intratellurisch.

Bei dem einzigen mir vorliegenden Exemplar dieser Gruppe³⁾ sind die Feldspat- und Augitindividuen so miteinander verwachsen, daß sie sich gegenseitig durchdringen und umschließen. Mit Ausnahme eines Teils der großen tafelförmigen Feldspatkristalle haben weder die Feldspate noch die Augite regelmäßige Kristallkonturen aufzuweisen, weil sie einander an ihrer Ausbildung hinderlich waren. Hinsichtlich der Größenverhältnisse besteht zwischen den kleineren und größeren Feldspatindividuen ein allmählicher Übergang. Auch werden an jenen wie an diesen Zersetzungserscheinungen wahrgenommen, während solche bei den Basalten mit zwei Feldspatgenerationen nur bei der älteren vorkommen. Da zudem die kleineren Individuen manchmal ganz und gar von Augit umgeben sind (Taf. III, Fig. 1), die farblose Beschaffenheit dieses

¹⁾ Nr. 206, Neubrandenburg. l. c. S. 494.

²⁾ Nr. 81, Borgstede in Oldenburg. l. c. S. 499.

³⁾ Nr. 166, Kellerssee im Fürstentum Lübeck. l. c. S. 487.

Minerals aber auf ein intratellurisches Alter schließen läßt¹⁾, so erhellt aus allem, daß nicht nur die großen, tafelförmigen Feldspateinsprenglinge, sondern auch die größeren und kleineren, unregelmäßig gestalteten Feldspatpartien der intratellurischen Periode angehören.

Nach der Beschreibung von FR. EICHSTÄDT²⁾ ist dieser Gruppe auch der Basalt von Randsliderna zuzuordnen, der einzige dem Autor bekannt gewordene Vertreter der Feldspatbasalte „mit gleichmäßiger, kristallinisch-körniger Struktur“.

EICHSTÄDT stellt diese Form dem Löwenbergtypus zur Seite, dessen Struktur nach ROSENBUSCH³⁾ auf „einen auffallend ruhigen und kontinuierlichen Verlauf der Kristallisation“ deutet, „die vielleicht z. T. ganz intratellurisch verlief, oder bei welcher doch die intratellurische und Effusionsperiode unmerklich ineinander übergangen“.

Die Angreifbarkeit durch kalte Salzsäure und die Zersetzungserscheinungen, welche EICHSTÄDT bei den Feldspatleisten beobachtete, lassen darauf schließen, daß diese der basischen Endreihe der Plagioklasse angehören. Da aber bei den Basalten mit zwei Feldspatgenerationen die jüngere zufolge ihres hohen Kieselsäuregehaltes im Gegensatz zur älteren stets von vollkommener Frische ist und diese auch bei der Behandlung mit kalter Salzsäure bewahrt, so dürfen wir den Feldspatleisten des Basalts von Randsliderna ohne Bedenken ein intratellurisches Alter beimessen.

H. HAAS⁴⁾ erwähnt aus dem Diluvium Schleswig-Holsteins mehrere Basaltstücke von „körniger Struktur“, von denen eins „im allgemeinen recht gut“ mit dem eben erwähnten Vorkommen übereinstimmen soll. Die Beschreibung ist indessen zu kurz gehalten, um daraus das Alter der Feldspatindividuen entnehmen zu können.

B. Feldspat teils intratellurisch, teils effusiv.

1. Jüngere Feldspatgeneration idiomorph.

Zwischen den Feldspatkristallen besteht hinsichtlich der Größe ein solch schroffer Kontrast, daß die kleineren und

¹⁾ Bei den Basalten mit zwei Augitgenerationen wird Farblosigkeit nur am Kern der Einsprenglinge, also bei den ältesten Augitausscheidungen wahrgenommen.

²⁾ l. c. S. 17.

³⁾ Mikroskopische Physiographie der Mineralien und Gesteine. 2. Aufl., Bd. II, S. 724.

⁴⁾ Beiträge zur Geschiebekunde der Herzogtümer Schleswig-Holstein. Schr. d. naturw. Ver. f. Schleswig-Holstein VI, Kiel 1885, S. 11.

andererseits die größeren Individuen augenscheinlich zwei verschiedenen Generationen angehören. Neben der intratellurischen Generation, welche durch die Einsprenglinge repräsentiert wird, ist demnach als Bestandteil der Grundmasse eine idiomorphe effusive Generation vorhanden. Die Feldspateinsprenglinge dokumentieren ihr höheres Alter gegenüber den zur Grundmasse gehörigen Kristallen mitunter auch dadurch, daß sie von einem Olivin- oder einem Augiteinsprengling teilweise umschlossen sind¹⁾ (Taf. III, Fig. 2).

Unter den von mir untersuchten Basalten befinden sich drei²⁾, bei denen die intratellurische Feldspatgeneration ebenso wie die effusive in wohlausgebildeten Kristallen vertreten ist. Außerdem beobachtete ich eine Reihe von Formen³⁾, bei denen nur der jüngeren Generation eine scharfe kristallographische Begrenzung eigen ist, wogegen die ältere in abgerundeten Körnern und Körneraggregaten in die Erscheinung tritt.

Indem diese Feldspatkörner an Zahl mehr und mehr abnehmen, nähern sich einige dieser Funde den Basalten, deren Feldspat ausschließlich der effusiven Periode angehört.

Identisch mit dieser Gruppe sind die Feldspatbasalte „mit kristallinischer Porphyrystruktur“, von denen FR. EICHSTÄDT⁴⁾, JOH. PETERSEN⁵⁾, O. MATZ⁶⁾ und F. J. P. VAN CALKEER⁷⁾ je einen Fund erwähnen. PETERSEN beobachtete auch, daß die Feldspatkristalle der älteren Generation teilweise von Augit umwachsen sind⁸⁾.

Ein Geschiebe vom Roten Kliff auf Sylt, das derselbe Autor beschreibt⁹⁾, führt, „wenn auch nur einzeln“, neben idiomorphem effusivem Plagioklas „schlecht begrenzten“ Feldspat als Einsprengling, der von PETERSEN als Oligoklas bestimmt wurde. Wegen des Zurücktretens der intratellurischen Generation vermittelt dieser Fund den Übergang zu den-

¹⁾ Nr. 68, Donnerschwee bei Oldenburg. l. c. S. 491.

²⁾ Nr. 59 u. 68, Donnerschwee; Nr. 93, Kellerssee. l. c. S. 490—492.

³⁾ Nr. 206, 207, 186, 152, 182 u. 208, Neubrandenburg; Nr. 67 u. 73, Kellerssee; Nr. 19, Etzhorn bei Oldenburg; Nr. 80 u. 176, Haßkrug im Fürstentum Lübeck. l. c. S. 494—499.

⁴⁾ l. c. S. 19.

⁵⁾ Geschiebestudien I. Mitt. Geogr. Ges. Hamburg XV, 1889.

⁶⁾ Kristallinische Leitgeschiebe aus dem mecklenburgischen Diluvium, Güstrow 1902, S. 5.

⁷⁾ Beitrag zur Kenntnis der Verbreitung der erratischen Vorkommnisse von Schonenschen Basalttypen in Niederland. Centralblatt f. Min. 1904.

⁸⁾ l. c. S. 18, Fig. 1.

⁹⁾ l. c. S. 27.

jenigen Feldspatbasalten, bei welchen nur die jüngere Feldspatgeneration, und zwar in idiomorpher Ausbildungsweise, enthalten ist.

2. Jüngere Feldspatgeneration leptomorph.

Entgegen den Basalten der vorigen Gruppe, bei denen die jüngere Feldspatgeneration idiomorphe Gestaltung aufweist, geht anderen diese Eigenschaft gänzlich ab.

Bei einem der von mir untersuchten Funde¹⁾ könnte man zwar versucht sein, die scharf begrenzten Plagioklasleisten in zwei Generationen zu trennen, da sie in ihren Größenverhältnissen sehr differieren. Ein besonders großer Kristall hat sogar bei einer Breite von 0,6 mm eine Länge von 2 mm aufzuweisen, während die der kleinsten Individuen bis zu 0,05 mm und darunter herabsinkt. Indessen zwischen den größeren und kleineren Plagioklasleisten besteht ein ganz allmählicher Übergang, und diese wie jene sind nicht selten mehr oder weniger von den Augit- und Olivineinsprenglingen umschlossen (Taf. IV, Fig. 1), so daß die Plagioklaskristalle trotz ihrer beträchtlichen Größenunterschiede samt und sonders als erste Erstarrungsprodukte des basaltischen Magmas angesehen werden müssen.

In der äußerst mikromeren Grundmasse dagegen bemerkt man eine farblose, doppeltbrechende Substanz, welche stellenweise in Aderform auftritt und in solchem Fall im parallelen polarisierten Licht deutlich erkennen läßt, daß sie aus kleinen, unregelmäßig gestalteten Feldspatkörnern zusammengesetzt ist. Es liegt hier also leptomorphe Feldspatsubstanz vor als Vertreter der zweiten Generation.

Ein anderer Basalt²⁾ führt uns die leptomorphe Feldspatsubstanz in größeren Individuen vor, die zusammen mit Glas als Füllmasse dienen.

Die ältere Generation ist in dem von mir untersuchten Schriff nur durch ein einziges, allerdings recht großes Feldspatkorn vertreten. Von der effusiven Feldspatsubstanz unterscheidet sich dieses dadurch, daß es in den randlichen Partien und auf den Sprüngen zum großen Teil in eine zeolithische Substanz umgewandelt ist, wogegen jene vollkommen frisch ist und außerdem die Eigentümlichkeit hat, daß sie zahllose langgestreckte Nadelchen enthält, die nahezu farblos sind oder doch nur einen schwach lichtgrünen Farbenton aufweisen.

¹⁾ Nr. 22, Donnerschwee. l. c. S. 492.

²⁾ Nr. 81, Borgstede in Oldenburg. l. c. S. 499.

Zu den Basalten mit leptomorphem effusivem Feldspat nimmt dieser Findling dieselbe Zwischenstellung ein, wie das Geschiebe vom Roten Kliff zu den Basalten mit idiomorphem effusivem Feldspat.

Vom Isterberg in Holland kennen wir einen Basalt, den ich gleichfalls an dieser Stelle angliedern möchte, obwohl er von SCHROEDER VAN DER KOLK¹⁾ mit dem Nephelinbasalt von Bosjökloster identifiziert worden ist.

In dem Originalschliff, der mir s. Z. zur Untersuchung vorgelegen hat²⁾, ist m. E. Nephelin nicht enthalten, sondern die farblose Füllmasse besteht aus Glas und großen unregelmäßig gestalteten Feldspatkörnern, zu denen in geringerer Zahl leistenförmige Plagioklase sich hinzugesellen. „Ab und an kommt der Plagioklas“, wie SCHROEDER VAN DER KOLK bemerkt, „porphyrisch vor“. Als Umwandlungsprodukte von Feldspateinsprenglingen sind vermutlich schnurförmige Gebilde im Verein mit einer aggregatpolarisierenden Substanz aufzufassen, welch letztere ich früher für zersetztes Glas angesprochen habe.

Hinsichtlich der älteren Feldspatgeneration bildet daher dieser Findling ein Bindeglied zwischen der Gruppe B und den Feldspatbasalten der Gruppe C, welche nur effusiven Feldspat enthalten, wogegen das Gestein hinsichtlich der jüngeren Feldspatgeneration auf der Grenze steht zwischen der leptomorphen und idiomorphen Ausbildungsform.

C. Feldspat effusiv.

1. Feldspat idiomorph.

Zu dieser Gruppe gehören die meisten der zahlreichen Feldspatbasalte, welche mir in die Hände gekommen sind. Von den in Schonen selbst bekannt gewordenen Basalten und von den Findlingen, die man mit dortigen Vorkommnissen identifiziert hat, sind ferner mit wenigen Ausnahmen hierher zu rechnen die Feldspatbasalte mit „Vitroporphyrstruktur“, mit „vitrokristallinischer Porphyrstruktur“ und mit „Einklemmungs- oder Intersertalstruktur“. Da sich die Vertreter dieser Gruppe von denen der Gruppe B1 im wesentlichen nur durch das Fehlen der Feldspateinsprenglinge unterscheiden, so brauche ich hier nicht näher darauf einzugehen.

¹⁾ Bijdrage tot de kennis der verspreiding onzer kristallijne zwervelingen, Leiden 1891, S. 93.

²⁾ Diluvialstudien III, 1, S. 17.

2. Feldspat leptomorph.

Als typisches Beispiel kann die Nummer 62 meiner Sammlung dienen¹⁾. Die farblose Füllmasse, welche ebenso wie bei einem der Basalte der Gruppe B 2 von zahllosen Nadelchen durchsetzt ist (Taf. IV, Fig. 2), löst sich im parallelen polarisierten Licht in ein Aggregat großer, unregelmäßig begrenzter Feldspatindividuen auf. Da im Vergleich zu den doppeltbrechenden Partien die isotropen sehr zurücktreten, so ist Glas an der Zusammensetzung der Füllmasse wenig oder gar nicht beteiligt.

Im Gegensatz hierzu besteht bei Nummer 101²⁾ die Füllmasse zum überwiegenden Teil aus Glas, das sich durch die Anwesenheit von Devitrifikationsprodukten deutlich zu erkennen gibt. Die Feldspatsubstanz ist im großen ganzen als leptomorph zu bezeichnen. Daneben jedoch, wenn auch nur ganz vereinzelt, werden geradlinig konturierte Plagioklasleisten angetroffen.

Die Erscheinung, daß idiomorpher Feldspat neben leptomorphem vorkommt, tritt besonders bei Nummer 15³⁾ hervor. Wo Glas in reichlicher Menge vorhanden ist, kommt bei den ihm eingebetteten Feldspatindividuen die Idiomorphie klar zum Ausdruck. Ist überdies das farblose Glas mit Devitrifikationsprodukten angefüllt, so kann man schon im gewöhnlichen Licht die scharf und geradlinig begrenzten Plagioklasleisten erkennen. Wir haben hier also eine Zwischenform der Gruppen C 1 und C 2 vor uns.

Endlich sei als letzter der von mir untersuchten Feldspatbasalte noch ein Exemplar von Neubrandenburg⁴⁾ angeführt.

Neben Feldspat, der vorwiegend leptomorph ist, bemerkt man zeolithische Ausscheidungen, die von einem schnurförmigen Mineral umgeben sind und nach der oben erwähnten Wahrnehmung mitsamt diesem als Umwandlungsprodukte von Plagioklaseinsprenglingen aufgefaßt werden müssen. Die ehemalige Anwesenheit einer älteren Feldspatgeneration verrät sich auch durch das Vorkommen einzelner Augitaugen, die, wie wir sahen, ebenfalls aus Feldspateinsprenglingen hervorgegangen sind. Bei einem der Augitaugen ist hier als Kern in der Tat noch Feldspat vorhanden. Demnach ist anzunehmen,

¹⁾ Korsorberg bei Oldenburg. l. c. S. 500.

²⁾ HÜMMLING. l. c. S. 501.

³⁾ Etzborn bei Oldenburg. l. c. S. 502.

⁴⁾ Nr. 187. l. c. S. 501.

daß diese Basaltform von der Gruppe B2 durch Schwinden der älteren Feldspatgeneration sich abgezweigt hat.

Nach EICHSTÄDT besteht bei dem Basalt von Klingstorp¹⁾ die farblose Grundmasse zum nicht geringen Teil aus „kleinen, deutlich zwillingsgestreiften, triklinen Feldspatindividuen mit so unbestimmten Grenzen gegen die sie umgebende farblose Masse, daß es im gewöhnlichen Licht schwer hält, von dem in Wirklichkeit sehr reichlich vorhandenen Feldspat einige Individuen zu entdecken und zu unterscheiden“.

Ebenso ist bei dem Basalt von Köinge²⁾ eine scheinbar homogene Grundmasse anzutreffen, die sich im parallelen polarisierten Licht als ein Gemenge von triklinem Feldspat und Glas ausweist. Auch sind bei diesem Basalt „die Konturen des Feldspats äußerst undeutlich und schwankend, und sogar im polarisierten Licht bei gekreuzten Nicolprismen kann es schwer genug sein, die Grenzen der verschiedenen Feldspatindividuen teils gegeneinander, teils gegen das sie umgebende Glas deutlich zu unterscheiden“.

Aus diesen Beschreibungen geht klar hervor, daß sowohl der Klingstorp- wie der Köingebasalt, die EICHSTÄDT zu den Feldspatbasalten mit Vitroporphyrstruktur rechnet, nach dem von mir angewandten Klassifikationsprinzip der Gruppe der Feldspatbasalte mit leptomorphem effusivem Feldspat einzuordnen sind.

Mit dem ersteren Vorkommen wird von EICHSTÄDT einer der beiden Basalte von Helgoland identifiziert, welche SJÖGREN³⁾ beschreibt, sowie ein Geschiebe von Taarbäck auf Seeland⁴⁾ und zwei bei Rüdersdorf⁵⁾ gefundene Blöcke. Ebenfalls identisch mit dem Klingstorpbasalt ist nach MATZ ein Geschiebe von Zarrentin⁶⁾.

II. Nephelinbasanite.

Bei den von EICHSTÄDT untersuchten Feldspatbasalten mit „Vitroporphyrstruktur“ und „vitrokristallinischer Porphyrstruktur“ trifft man hin und wieder⁷⁾ vereinzelte Nephelin-

¹⁾ l. c. S. 32.

²⁾ l. c. S. 33.

³⁾ Om skandinaviska block och diluviala bildningar på Helgoland. Geol. Förel. Förhandl. VI, Stockholm 1883, S. 731.

⁴⁾ Erratiska basaltblock. Sver. Geol. Und., Ser. C., Nr. 59, Stockholm 1883, S. 12.

⁵⁾ l. c. S. 15.

⁶⁾ l. c. S. 6.

⁷⁾ l. c. S. 20, 34 u. 39.

kristalle an, bei dem Basalt von Råbockamölla¹⁾ sogar „sehr reichlich“. Solche Formen vermitteln augenscheinlich den Übergang von den Feldspatbasalten mit effusivem Plagioklas zu den Nephelinbasaniten, bei denen Plagioklas und Nephelin in mehr oder weniger gleichem Maße an der Zusammensetzung der Grundmasse beteiligt sind. Andererseits gibt es auch Basaltformen, bei denen Nephelin gegenüber dem Feldspat so sehr in den Vordergrund tritt, daß eine Annäherung an die echten Nephelinbasalte stattfindet. Als solche Zwischenformen sind beispielsweise die bei den Hästhallar²⁾ und bei Bosjökloster³⁾ anstehenden Basalte aufzufassen.

Somit lassen sich die Nephelinbasanite weder von den Feldspatbasalten mit effusivem Feldspat (Gruppe C) noch von den echten Nephelinbasalten scharf abgrenzen, so daß alle drei Arten eine ununterbrochene Entwicklungsreihe darstellen.

Bemerkenswert ist, daß unter den Findlingen, welche PETERSEN „vorläufig“ auf das letzterwähnte Vorkommen bezogen haben will⁴⁾, einer vorhanden ist, der einen großen Plagioklaseinsprengling enthält⁵⁾. Bei Geschieben derselben Art wurde auch von MATZ in vier Fällen das Vorkommen großer porphyrischer Feldspate beobachtet⁶⁾. Wir ersehen daraus, daß die nephelinführenden Basalte auch zu denjenigen Feldspatbasalten in verwandtschaftlichen Beziehungen stehen, welche durch die Führung zweier Feldspatgenerationen ausgezeichnet sind.

Ein Geschiebe von Alt-Gaarz mit leptomorpher Nephelinfülle, das MATZ⁷⁾ als Nephelinbasalt aufführt, enthält zwei große Feldspate; „sie sind glasig frisch, ohne eigene Konturen und durch einen Saum von Pyroxennädelchen eingefast, ähnlich wie sie sonst um Quarzeinschlüsse in Basalten zu liegen pflegen. Es scheint sich um fremde Substanzen zu handeln, die entweder randlich angeschmolzen oder ganz eingeschmolzen und rekonstruiert sind“. Gemäß meinen Darlegungen über die Entstehung der Augitaugen bin ich entgegen MATZ der Ansicht, daß die Feldspatkörner nicht als „fremde Substanzen“, sondern als die Überreste einer älteren

¹⁾ l. c. S. 39.

²⁾ l. c. S. 53.

³⁾ l. c. S. 54.

⁴⁾ l. c. S. 33.

⁵⁾ l. c. S. 35.

⁶⁾ l. c. S. 10.

⁷⁾ l. c. S. 8.

Feldspatgeneration aufzufassen sind, die einer magmatischen Resorption ausgesetzt gewesen ist, während ich in dem „Saum von Pyroxennädelchen“ Neubildungen erblicke, welche aus dem bei der Resorption entstandenen Magma auskristallisierten. Wenn aber die Feldspatkörner als ein primärer, wesentlicher Gesteinsgemengteil gedeutet werden müssen, so stellt der Findling nicht einen Nephelinbasalt, sondern einen Nephelinbasanit vor, der allerdings zufolge des Zurücktretens des Feldspats der ersteren Gesteinsart sehr nahe steht.

Was die Ausbildungsweise des Nephelins anlangt, so ist dieselbe, wie gesagt, bei den Nephelinbasaniten sowohl wie bei den Nephelinbasalten bald idiomorph, bald leptomorph.

1. *Nephelin idiomorph.*

„Deutlich kristallisierten“ Nephelin neben effusivem Plagioklas enthält nach EICHSTÄDT der schon erwähnte Hästhallarbasalt. Wenn auch Nephelin gegenüber dem Feldspat „unleugbar vorherrschend“ ist, so ist doch die Menge der Plagioklasleisten „keineswegs unbedeutend, sondern sie kommen im Gegenteil an einigen Stellen so reichlich vor, daß sie beinahe mit dem Nephelin konkurrieren zu können scheinen“. Wir können demnach dieses Vorkommen ohne Bedenken den Nephelinbasaniten mit idiomorphem Nephelin einreihen.

Wie hier, so kommt auch bei einem der von mir untersuchten Nephelinbasanite¹⁾ die Idiomorphie des Nephelins klar zum Ausdruck (Taf. V, Fig. 1), doch sind in demselben Schliff auch leptomorphe Nephelinpartien in nicht geringer Menge enthalten, so daß dieser Basalt zu der nächstfolgenden Gruppe hinüberleitet.

2. *Nephelin leptomorph.*

Äußerlich dem letzterwähnten Fund sehr ähnlich, unterscheiden sich von ihm die übrigen Stücke²⁾ meiner Sammlung dadurch, daß Nephelin fast nur als leptomorphe Füllmasse in ihnen vertreten ist. Sie gleichen darin dem Basalt von Bosjökloster, von dem sie im übrigen jedoch mancherlei Abweichungen zeigen.

¹⁾ Nr. 162, Kellersee. l. c. S. 504.

²⁾ Nr. 167, Westerborg in Oldenburg; Nr. 158, Kellersee; Nr. 29, 153 u. 155, Haßkrug; Nr. 151, Neubrandenburg. l. c. S. 503.

Von den Geschieben, welche PETERSEN mit diesem Vorkommen vergleicht, ohne sie jedoch direkt damit zu identifizieren, unterscheiden sich die feldspatärmeren von dem Anstehenden insofern, als der Nephelin bei ihnen „deutlicher kristallisiert“ ist.

„Die Nepheline treten hier ausgezeichnet deutlich hervor, indem sie trotz des holokristallinen Gefüges sich guter Begrenzungen erfreuen.“

„Mit Zunahme des Feldspatgehalts, der in einigen Geschieben recht spärlich ist, scheint die Neigung des Nephelins zu selbständiger Umgrenzung abzunehmen. Wenn auch im Originalvorkommen Feldspat meist eine untergeordnete Rolle spielt, müssen doch wohl diese feldspatreicheren Gesteine, da sie durch Übergänge mit den feldspatärmeren verbunden sind, hierher gerechnet werden.“

„Wir haben in der Gesamtheit unserer Geschiebe ein recht gutes Bild von der Variabilität der Basaltmagmen. Bei Gemeinsamkeit der Zusammensetzung und Struktur doch eine ganze Reihe von Abweichungen, die recht verschiedene Bilder ergeben und doch nicht zu einer Trennung berechtigen.“¹⁾

Aus den Beobachtungen PETERSENS erhellt also ebenfalls, daß die Nephelinbasanite sowohl hinsichtlich der Ausbildungsweise des Nephelins als auch in ihrem Feldspatgehalt großen Schwankungen unterworfen sind, so daß sie weder unter sich noch gegen die Feldspat- und Nephelinbasalte eine scharfe Abgrenzung zulassen. —

Von elf Nephelinbasaniten, die H. HAAS²⁾ aus dem Diluvium Schleswig-Holsteins namhaft macht, führt der Verfasser neun Stück auf Bosjökloster zurück. Sämtliche elf Funde enthalten leptomorphen Nephelin.

Vollkommen identisch mit dem Basalt von Bosjökloster ist nach EICHSTÄDT ein Geschiebe von Lesum bei Bremen³⁾. Nach seiner Ansicht sind auch die „Nephelin-Feldspat-Basalte mit doleritischem Habitus“, die GEINITZ⁴⁾ aus Mecklenburg von mehreren Fundorten erwähnt, mit jenem Vorkommen zu identifizieren, da die von GEINITZ gegebene Beschreibung fast

¹⁾ l. c. S. 34.

²⁾ l. c. S. 14.

³⁾ l. c. S. 15.

⁴⁾ Die Basaltgeschiebe im mecklenburgischen Diluvium. Arch. d. Ver. f. Naturg. in Mecklenburg 35 (1881), Neubrandenburg 1882.

Die skandinavischen Plagioklasgesteine und Phonolith aus dem mecklenburgischen Diluvium. Verh. d. Leop.-Carol. Akad. d. Naturf. 45, Halle 1882, S. 86.

Wort für Wort mit der Beschreibung übereinstimme, die er selbst von dem erwähnten Anstehenden geliefert habe¹⁾). Ob von einer vollständigen Übereinstimmung die Rede sein kann, bleibe dahingestellt. Jedenfalls handelt es sich hier um Nephelinbasanite, deren Nepheline in „unregelmäßig begrenzten Körnern“, also leptomorph, auftreten.

„Dem Vorkommen von Bosjökloster nahe verwandt“ sind, wie MATZ²⁾ schreibt, je ein Geschiebe von Steffenshagen bei Doberan und von der Stoltera in Mecklenburg. Der Verfasser erblickt in ihnen einen „Übergang“ zu den oben erwähnten doleritischen Varietäten, von denen ihm ebenfalls mehrere Exemplare vorgelegen haben.

Die „Feldspatbasalte mit Nephelinitoidbasis“, welche GEINITZ des weiteren namhaft macht³⁾), würden ebenfalls den Nephelinbasaniten mit leptomorphem Nephelin zuzuordnen sein, vorausgesetzt, daß die Bestimmung der Basis als „Nephelinitoid“ richtig ist.

Betreffs der „Glimmerführenden Feldspat-Nephelinitoid-Basalte mit porphyrischen Feldspaten“, von denen derselbe Verfasser zwei Geschiebe von Sternberg beschreibt⁴⁾), spricht EICHSTÄDT⁵⁾ die Vermutung aus, daß die farblose Basis, welche von GEINITZ für Nephelinitoid angesprochen wird, als Glas zu deuten sei, und daß demgemäß die beiden Blöcke dem Typus der „Feldspatbasalte mit kristallinischer Porphystruktur“ angehörten. Das von PETERSEN und MATZ beobachtete Vorkommen von Feldspateinsprenglingen in Nephelinbasaniten rechtfertigt jedoch die Annahme, daß die ältere Feldspatgeneration bei den Nephelinbasaniten auch in größerer Individuenzahl vertreten sein kann. Sollte sich die Bestimmung von GEINITZ als richtig erweisen⁶⁾), so würde durch jene Geschiebe die Verbindung zwischen den Feldspatbasalten mit zwei idiomorphen Feldspatgenerationen und den Nephelinbasaniten mit leptomorphem Nephelin hergestellt sein.

¹⁾ Erratiska basaltblock, S. 18.

²⁾ l. c. S. 9.

³⁾ l. c. S. 91.

⁴⁾ l. c. S. 93.

⁵⁾ Erratiska basaltblock, S. 19.

⁶⁾ Eine Nachuntersuchung dieser Findlinge wäre immerhin sehr erwünscht, da ihre Stellung keineswegs genügend aufgeklärt ist. Im Gegensatz zu EICHSTÄDT möchte PETERSEN (l. c. S. 19) sie eher mit dem Vorkommen bei Bonarp identifizieren, einem Feldspatbasalt mit vitrokristallinischer Porphystruktur. PETERSENS Vermutung, daß sie nicht mit dem Basalt von Perstörpsstation identisch seien, wird auch von O. MATZ (l. c. S. 5) als zutreffend anerkannt; doch sind nach der

Erwähnung verdient noch, daß ein Block von Lillö, der PETERSEN vorgelegen hat¹⁾, im Gegensatz zu anderen von ihm und von EICHSTÄDT²⁾ untersuchten Exemplaren dieses Vorkommens leptomorphen Nephelin und außerdem als Bestandteil der Grundmasse Plagioklas führt. Demnach gehört dieser Fund zu den Nephelinbasaniten mit leptomorphem Nephelin, während die übrigen Lillöbasalte der idiomorphen Abteilung der Nephelinbasalte angehören.

Während bei den meisten Funden Feldspat in der jüngeren Generation vertreten ist, zu der sich in einigen Fällen einzelne Individuen der älteren Generation hinzugesellen, lernten wir in dem Geschiebe von Alt-Gaarz den Fall kennen, daß in einem Nephelinbasanit nur die ältere Feldspatgeneration vorhanden ist. Die Nephelinbasanite haben sich also nicht nur von den Gruppen C und B der Feldspatbasalte, sondern auch von der Gruppe A abgezweigt.

III. Nephelinbasalte.

1. *Nephelin idiomorph.*

Außer dem schon erwähnten Lillöbasalt hat EICHSTÄDT noch mehrere andere Nephelinbasalte beschrieben, deren Nepheline eine vorzügliche kristallographische Begrenzung zur Schau tragen. Es sind dies die Basalte von Gellaberg und Umgegend, Anderstorp und Hugstad³⁾.

Ansicht des letzteren Autors die Abweichungen von dem allgemeinen Typus der schonenschen Basalte so groß, daß man die fraglichen Geschiebe vielleicht besser zu den diabasischen Plagioklasporphyriten oder den Andesiten rechne.

Zweifelhaft ist auch die Stellung der vier von F. KLOCKMANN (Über Basalt-, Diabas- und Melaphyrgeschiebe aus dem norddeutschen Diluvium. Diese Zeitschrift 1880, S. 408) untersuchten Geschiebe. Nach der Beschreibung sollte man sie für Nephelinbasanite mit leptomorphem Nephelin halten. Jedoch das Vorkommen von Sösdala, womit diese Funde am meisten übereinstimmen sollen, ist nach EICHSTÄDT (l. c. S. 29) ein Feldspatbasalt.

Ob die Basaltgeschiebe aus dem sächsischen Diluvium, die A. PENCK (Nordische Basalte im Diluvium von Leipzig. N. Jahrb. Min. 1877, S. 243) aus der Gegend östlich von Bosjökloster herleitet, identisch sind mit dem von EICHSTÄDT untersuchten Vorkommen, läßt sich ebenfalls nicht kontrollieren, da der Verfasser seine Funde nicht näher beschrieben hat.

¹⁾ l. c. S. 31.

²⁾ l. c. S. 51.

³⁾ l. c. S. 48—51.

Mit letzterem Gestein stimmt nach PETERSEN¹⁾ ein Geschiebe aus dem Decksand von Wittenbergen bei Blankenese in manchen Hinsichten überein.

Scharf begrenzte Nephelinkristalle enthalten auch die beiden von H. HEINEMANN²⁾ aus dem Diluvium Schleswig-Holsteins erwähnten Nephelinbasalte. Dasselbe gilt von einem bei Segeberg gefundenen Geschiebe, das HAAS³⁾ beschreibt.

Unter meinen Funden befinden sich zwei, bei denen uns der Nephelin ebenfalls in ausgezeichneter Idiomorphie entgegentritt.

Bei dem einen derselben⁴⁾ haben die Nephelinkristalle die Eigentümlichkeit, daß sie zentral gelagerte, staubförmige Einschlüsse beherbergen, welche in der Regel nach allen Richtungen hin ausstrahlen (Taf. V, Fig. 2).

Eine nicht minder bemerkenswerte Eigentümlichkeit findet sich bei den Nephelinkristallen des anderen Fundes⁵⁾, die darin besteht, daß größere Kristalle nicht selten ein Olivinkorn umschließen (Taf. V, Fig. 3), das mit dem Wirt stets gleichzeitig auslöscht. Es liegt hier also eine parallele Verwachsung zwischen Nephelin und Olivin vor, die wir in noch vollendeter Form bei jenem Geschiebe von Wellen⁶⁾ wiederkehren sehen, das von H. O. LANG⁷⁾ irrtümlich als Limburgit bestimmt, von PETERSEN⁸⁾ jedoch als Nephelinbasalt erkannt wurde.

Hier sind es nicht nur kleinere Olivinkörner, sondern ganz gewöhnlich auch große Kristalle, welche von Nephelinsubstanz umrahmt sind (Taf. V, Fig. 4), ein Fall, der vereinzelt allerdings auch bei dem oben erwähnten Basalt zu beobachten ist. Bei besonders großen Olivinkristallen pflegt die Nephelinsubstanz auf einen schmalen Saum reduziert zu sein, der zudem manchmal Unterbrechungen aufzuweisen hat. Immer aber erfolgt die Auslöschung bei beiden Mineralien zu gleicher Zeit.

Da Glas als Basis nur in geringer Menge vorhanden ist,

¹⁾ l. c. S. 30.

²⁾ Die kristallinen Geschiebe Schleswig-Holsteins, Kiel 1879, S. 33.

³⁾ l. c. S. 15.

⁴⁾ Nr. 30, Damme in Oldenburg, l. c. S. 506.

⁵⁾ Loyerberg in Oldenburg, l. c. S. 506.

⁶⁾ Nr. 39, l. c. S. 505.

⁷⁾ Erratische Gesteine aus dem Herzogtum Bremen. Abh. Nat. Ver. Bremen VI, 1880.

⁸⁾ l. c. S. 30.

so lassen die Nepheline vielfach eine deutliche kristallographische Begrenzung vermissen. Wo sie jedoch mit dem braunen Glas zusammenstoßen, grenzen sie sich scharf und geradlinig gegen dasselbe ab, so daß sie bei allseitiger Glasumhüllung in wohlausgebildeten Kristallen uns entgegentreten. Der Basalt kann demnach als eine Zwischenform dieser und der folgenden Gruppe betrachtet werden.

Auf der Grenze steht ebenfalls ein Block von Lesum, dessen Nepheline „im allgemeinen nicht so gut ausgebildet“ sind, wie bei dem Lillöbasalt, womit EICHSTÄDT¹⁾ den Fund gleichwohl glaubt identifizieren zu können.

2. *Nephelin leptomorph.*

Mit dem Lillöbasalt wird von EICHSTÄDT²⁾ noch ein zweiter Block von Lesum verglichen. Bei diesem finden sich Anhäufungen von Nephelin, in denen „die einzelnen Individuen meist ganz undeutliche Kristallkonturen“ haben.

In einem „echten, feldspatfreien Nephelinbasalt“ von Sternberg ist nach GEINITZ³⁾ Nephelin ziemlich reichlich vorhanden. „In Kristallen tritt er jedoch nie auf.“

Mit diesem Geschiebe stimmt ein zweites Exemplar von derselben Fundstelle so vollständig überein, daß, wie MATZ⁴⁾ mutmaßt, beide Stücke möglicherweise von demselben Block stammen.

Somit wird durch diese Funde ebenso wie durch jenes Vorkommen im Anstehenden die leptomorphe Abteilung der Nephelinbasalte repräsentiert.

Falls in den farblosen Partien eines Geschiebes von Kloosterholt in Holland tatsächlich, wie VAN CALKER⁵⁾ glaubt, „Nephelin resp. Nephelinitoid“ vorliegt, so ist auch dieser Block hier einzuordnen.

IV. Leucitbasanite.

In dem einzigen Leucitbasanit, der mir zu Gesicht gekommen ist⁶⁾, tritt die Leucitsubstanz gegenüber den Plagioklasleisten der Grundmasse zwar keineswegs zurück, doch

¹⁾ l. c. S. 14.

²⁾ l. c. S. 14.

³⁾ l. c. S. 87.

⁴⁾ l. c. S. 8.

⁵⁾ Über eine Sammlung von Geschieben von Kloosterholt (Provinz Groningen). Diese Zeitschrift 50, 1898, S. 240.

⁶⁾ Nr. 27, Kellensee, l. c. S. 507.

kann sie leicht übersehen werden, weil regelmäßige achtseitige Durchschnitte gänzlich fehlen. Statt dessen sind hier und da solche von kreisrunder Form vorhanden, welche vollkommen wasserklar und isotrop sind, meist jedoch von Bestandteilen der Grundmasse so dicht erfüllt sind, daß der einschlusfreie Teil auf eine dünne, ringförmige Schale beschränkt ist (Taf. VI, Fig. 1). Indem die Durchschnitte solcher Schalen aneinander stoßen und sich gegenseitig verdrücken, kommt die Erscheinung zustande, daß die Leucitsubstanz mäanderartige Windungen bildet, die sich scharf aus der Grundmasse abheben (Taf. VI, Fig. 2).

Ein kleines Feldspatkorn, das von einem Augitmikrolithenkranz umgeben ist, muß nach unseren Wahrnehmungen betreffs der Entstehung der Augitaugen als Repräsentant der intratellurischen Feldspatgeneration aufgefaßt werden. —

Von den in Schonen anstehenden Basalten gehört nach der Beschreibung EICHSTÄDT'S¹⁾ das Vorkommen von Sandåkra teils zu den Leucitbasaniten, teils zu den Leucitbasalten. In einigen Präparaten nämlich ist Feldspat neben Leucit „reichlich vorhanden“, in einem anderen dagegen fehlt jenes Mineral „ganz und gar“.

Von PETERSEN²⁾ wird in einem Geschiebe von Knudshoved bei Hadersleben Leucitbasanit vermutet. Zwar findet sich „kein Kristalldurchschnitt, der unzweifelhaft als Leucit gedeutet werden könnte“ „Aber abgesehen davon ist die Übereinstimmung mit einem Originalschliff von Sandåkra so vollkommen, daß an der Herkunft von dort nicht zu zweifeln ist.“ Als akzessorischer Gemengteil ist Nephelin „deutlich, doch nur vereinzelt bestimmbar“.

Wenn dieser Basalt tatsächlich Leucit enthält, so würde durch die akzessorische Beimengung von Nephelin der Übergang von den Leucitbasaniten zu den Nephelinbasaniten angebahnt sein.

Sehen wir von dieser immerhin zweifelhaften Bestimmung ab, so würde als Verbindungsmitglied der Leucit- und Nephelinbasanite noch ein von M. NEEF³⁾ als „Tephrit“ bestimmtes Geschiebe von Eberswalde in Frage kommen⁴⁾. Außer den

¹⁾ l. c. S. 56.

²⁾ l. c. S. 35.

³⁾ Über seltenere kristallinische Diluvialgeschiebe der Mark. Diese Zeitschrift 1882, S. 498.

⁴⁾ Da der Olivinegehalt bei den schonenschen Basalten außerordentlich wechselt, so halte ich es nicht für notwendig, die Tephrite, d. h. die olivinfreien Basalte, von den Basaniten als eine besondere Gruppe abzugliedern.

„0,06—0,12 mm großen Leucitchen“ soll dieser Basalt nach dem genannten Autor leptomorphen Nephelin enthalten. EICHSTÄDT jedoch, dem dieser Fund ebenfalls vorgelegen hat¹⁾, erwähnt von Nephelin nichts. Nach ihm handelt es sich hier um einen „Leucittephrit, der in seinem Habitus sehr nahe mit der Felsart von Sandákra übereinstimmt“.

Was die Ausbildungsweise des Leucits anlangt, so ist noch zu bemerken, daß bei diesem Geschiebe die Leucite „viel deutlicher und besser ausgebildet“ sind als im Anstehenden.

V. Leucitbasalte.

Bei dem mir vorliegenden Exemplar²⁾ ist hin und wieder die idiomorphe Begrenzung der Leucite deutlich zu erkennen, jedoch nur an solchen Stellen, wo sie von Glas umgeben sind (Taf. VI, Fig. 3). Zwischen den kristallinen Bestandteilen der Grundmasse tritt die Leucitsubstanz nur leptomorph auf, und zwar in sehr ungleichmäßiger Verteilung. Während sie an einigen Stellen des Präparats geradezu überwiegt, fehlt sie an anderen ganz und gar. Besonders gern gruppieren sich die Leucitindividuen um Fetzen braunen Glases (Taf. VI, Fig. 4), deren Ränder dadurch, daß die Leucite an der dem Glas zugekehrten Seite mehr oder weniger kristallographische Konturen aufweisen, manchmal ein zackiges Aussehen erhalten.

Während die jüngere Feldspatgeneration gänzlich fehlt, ist die ältere durch ein kleines Feldspatkörnchen vertreten, das von einem schmalen Augitmikrolithenring umgeben ist. Eine nesterförmige Ansammlung von Augitmikrolithen läßt darauf schließen, daß an ihrer Stelle ursprünglich ebenfalls ein Feldspatindividuum der älteren Generation zugegen gewesen ist. —

Wie schon gesagt, fehlt bei einem der von EICHSTÄDT untersuchten Präparate von Sandákra Feldspat „ganz und gar“³⁾. Auch das braune Glas wird hier „nahezu vollständig vermißt“. „Dagegen findet man überall in unerhörter Menge kleine einfachbrechende, abgerundete Körner, von denen ein großer Teil so charakteristisch und deutlich die für den Leucit bezeichnende konzentrische Einlagerung fremder Einschlüsse aufweist, daß man sie auf den ersten Blick als Leucit erkennt.“

¹⁾ Erratiska basaltblock, S. 15.

²⁾ Nr. 159, Loyerberg in Oldenburg, l. c. S. 509.

³⁾ l. c. S. 57.

Wenngleich eine deutlich achtseitige Begrenzung hier nirgends beobachtet wurde, so ist doch die Ausbildungsweise des Leucits unverkennbar idiomorph, wogegen bei dem Basalt von Loyerberg die Idiomorphie der Leucitindividuen verhältnismäßig selten und in unvollkommener Weise zur Erscheinung kommt.

VI. Glasbasalte.

Die echten Glasbasalte unterscheiden sich von den übrigen Basalten dadurch, daß sie weder Feldspat noch Nephelin noch Leucit führen. Durch zahlreiche Übergänge sind sie jedoch sowohl mit den Feldspatbasalten wie mit den nephelinführenden Basalten verknüpft, und es ist anzunehmen, daß sie eine analoge Stellung zu den leucitführenden Basalten einnehmen, wenngleich Zwischenformen hier bislang noch nicht beobachtet worden sind.

So sehr sich die Basalte in ihren typischen Ausbildungsformen voneinander unterscheiden, so mußten wir uns doch wiederholt davon überzeugen, daß eine genaue Festlegung der Grenzen zwischen den verschiedenen Arten und Varietäten nicht möglich ist.

Bei den Feldspatbasalten der Gruppe B sowohl wie C besteht zwischen der leptomorphen und idiomorphen Ausbildungsweise der jüngeren Feldspatgeneration ein allmählicher Übergang, so daß die hiernach unterschiedenen Unterabteilungen nicht scharf voneinander zu trennen sind.

Ein analoges Verhalten legen die nephelinführenden Basalte an den Tag; und soweit sich aus den wenigen bislang vorliegenden Funden entnehmen läßt, scheint dies auch bei den leucitführenden Basalten der Fall zu sein.

Durch Zurücktreten des Feldspats sehen wir ferner die Feldspatbasalte der Gruppe C mehr und mehr den Glasbasalten sich nähern.

In typischer Ausbildung sind wie die Glasbasalte so auch die Feldspatbasalte der Gruppe B von denen der Gruppe C grundverschieden. Doch bestehen auch hier Zwischenformen, bei denen die ältere Feldspatgeneration gegenüber der jüngeren so allmählich zurücktritt, daß sich hier ebensowenig wie dort eine scharfe Trennung vornehmen läßt.

Da bei den Feldspatbasalten der Gruppe B das Zahlenverhältnis der Feldspatindividuen beider Generationen außer-

ordentlich variiert, so rechtfertigt dies die Annahme, daß gelegentlich auch Formen sich finden werden, bei denen die erste Feldspatgeneration gegenüber der zweiten so sehr überwiegt, daß hierdurch die Verbindung mit den Feldspatbasalten der Gruppe A hergestellt wird.

In analoger Weise, wie sich der Übergang von den Glasbasalten zu den Feldspatbasalten vollzieht, stellen nephelinhaltige Glasbasalte das Bindeglied zwischen den typischen Glasbasalten und den Nephelinbasalten her. Andererseits treten uns die Nephelinbasanite als Zwischenformen entgegen, welche je nach dem größeren oder geringeren Gehalt an Grundmassefeldspat bald mehr den Feldspatbasalten der Gruppe C, bald mehr den Nephelinbasalten sich nähern.

In gleicher Weise wird durch die Leucitbasanite die Verbindung zwischen den Leucitbasalten und den Feldspatbasalten der Gruppe C hergestellt.

Die leucit- und die nephelinführenden Basalte sind untereinander, wenn wir die Bestimmung von NEKF als richtig anerkennen dürfen, durch den Fund von Eberswalde verknüpft.

Dagegen sind Zwischenformen, die von den Leucitbasalten zu den Glasbasalten hinüberführen, bislang nicht beobachtet worden; doch ist ihre Existenz kaum in Frage zu ziehen.

Ein gelegentlich auftretender Plagioklaseinsprengling veranlaßt uns, daß sowohl die nephelin- wie die leucitführenden Basalte auch zu den Feldspatbasalten der Gruppe B in naher Beziehung stehen. Bei ersteren lernten wir außerdem eine Abzweigung von der Gruppe A der Feldspatbasalte kennen.

Berücksichtigen wir endlich noch, daß die Augitaugen und -nester sowie die mit dem schnurförmigen Mineral umgebenen zeolithischen Ausscheidungen aus der älteren Feldspatgeneration hervorgegangen sind, so erhellt, daß die Grenzen zwischen den verschiedenen Basalttypen durch das Hinzukommen jener Umwandlungsprodukte noch mehr verwischt werden; denn wenn wir solche beispielsweise bei einem Feldspatbasalt der Gruppe C antreffen, so können wir daraus entnehmen, daß der betreffende Basalt ursprünglich der Gruppe B angehört hat.

Aus alledem ersehen wir, daß die extremsten Ausbildungsformen der schonenschen Basalte ganz allmählich ineinander übergehen, und, wenngleich einige Verbindungsglieder uns seither noch fehlen, so ist es doch schon jetzt unverkennbar, daß zwischen den schonenschen Basalttypen ungeachtet ihrer großen Verschiedenheit in genetischer Hinsicht ein inniger Zusammenhang besteht.

Wenn wir nun auch mit NATHORST¹⁾ annehmen wollen, daß das Basaltmagma auf einer größeren Zahl von Spalten an die Erdoberfläche hervorgequollen ist, und wenn wir auch die weitere Möglichkeit zugeben, daß die verschiedenen Ausbrüche in größeren oder geringeren Zeitintervallen erfolgten, so schließt das eine wie das andere nicht aus, daß der Eruptionsherd für sämtliche Basaltarten ein gemeinsamer war.

Als die dem Herd am nächsten gelegene Ausbildungsform betrachte ich die Gruppe A der Feldspatbasalte, welche den Feldspat nur in der älteren, sog. intratellurischen Generation führt. An diese schließt sich die Gruppe B mit zwei Feldspatgenerationen. Durch Zurücktreten der älteren Generation geht B in die nächst höher gelegene Stufe, die Gruppe C, über, deren Feldspat ausschließlich der jüngeren, sog. Effusionsperiode angehört. Von den Feldspatbasalten aber sehen wir sowohl die nephelin- wie die leucitführenden Basalte sich abzweigen, so daß wir drei Entwicklungsreihen unterscheiden können, als deren gemeinsames Endglied die Glasbasalte zu betrachten sind.

Hiermit soll selbstverständlich nicht gesagt sein, daß innerhalb eines jeden Ganges stets die sämtlichen Glieder dieser Entwicklungsreihen vertreten sein müssen. Doch, daß nach den angedeuteten Richtungen hin ebensowohl im Verlauf einer einzigen Eruption wie während mehrerer — gleichzeitiger oder ungleichzeitiger — Ausbrüche eine weitgehende Differenzierung des basaltischen Magmas hat stattfinden können, das glaube ich ohne Bedenken behaupten zu dürfen.

In dem Leucitbasalt von Sandåkra lernten wir ein Beispiel kennen, wie innerhalb derselben Kuppe die petrographische Zusammensetzung des Gesteins weiten Schwankungen unterworfen sein kann. Dementsprechend hat auch EICHSTÄDT auf eine Anfrage von NATHORST²⁾ geantwortet, daß dieser Basalt vermutlich nur eine sehr unbedeutende Aussonderung in dem Feldspatbasalt sei, in welchen er übergehe. Auch ist es nach EICHSTÄDTs Meinung „sehr wohl möglich, ja ganz wahrscheinlich“, daß die Glasbasalte lokale Modifikationen von Feldspat- und Nephelinbasalten seien. Doch glaubt er nicht, daß die Nephelinbasalte, beispielsweise die von Gellaberg und

¹⁾ Nach A. G. NATHORST lassen sich die Basaltkuppen Schonens zu Reihen von nordnordöstlicher Richtung gruppieren, und da zudem einzelne Hügel nach derselben Richtung ihre Längenausdehnung haben, so folgert der Verfasser, daß die Basalte auf Spalten, die von NNO nach SSW verlaufen, emporgedrungen sind. (Till frågan om de skånska dislokationernas ålder. Geol. Fören. Förhandl. IX, Stockholm 1887.)

²⁾ l. c. S. 107.

Hagstad, mit den echten Feldspatbasalten etwas gemein haben; auch zweifelt er daran, daß die Feldspatbasalte mit farblosem Glas aus demselben Magma herkommen wie die mit braunem Glas, obwohl die Möglichkeit, daß sie verschiedene Schlieren in demselben Magma repräsentieren, gewiß nicht in Abrede gestellt werden könne, falls sonst wichtige Gründe hierfür sprächen.

Ich meinstenfalls halte diese letzteren Bedenken für grundlos. Die Beschaffenheit des Glases kann innerhalb derselben Kuppe wechseln — ich erinnere nur an den Anneklefbasalt; ja sogar in demselben Schliß können farbloses und braunes Glas nebeneinander vorkommen. Und was die Nephelinbasalte anlangt, so haben wir unter den Findlingen eine solch große Anzahl von Basalten kennen gelernt, die von den echten Nephelinbasalten zu den Feldspatbasalten hinüberführen, daß ich an eine Sonderstellung der ersteren nicht glauben kann.

3. Das Diluvium des Hirschberger Kessels.

Von Herrn EMIL WERTH in Steglitz.

Durch den Neubau der Bahn Hirschberg—Lähn wurden in der durch die Glazialstudien aus der dortigen Gegend bekannt gewordenen „Grunauer Senke“ interessante Aufschlüsse im Diluvium geschaffen, welche in Anbetracht des Umstandes, daß dieselben mit der bereits jetzt stattfindenden Abböschung der Bahneinschnitte für immer verloren gehen, eine kurze Betrachtung verdienen. Die Grunauer Senke wird als die Haupteingangspforte des nordischen Gletschers in das Hirschberger Becken angesehen; sie bildet eigentlich einen gegen Nordwest sich erstreckenden Zipfel des letzteren, ist aber von ihm durch eine niedrige Terrainwelle getrennt, welche die Wasserscheide zwischen den Zuflüssen des Hirschberger und denen des Boberröhrsdorfer Bobers (unterhalb der Sattler-schlucht) bildet.

Der erste der neuen Eisenbahneinschnitte, nördlich Hirschberg, durchschneidet in 900 m Länge und 8 m größter Tiefe diese vom Kappenberg sich über die südlichen Häuser von Grunau in ostnordöstlicher Richtung erstreckende Geländewelle an ihrer in 348 m Meereshöhe gelegenen niedrigsten Stelle (20 m über dem Bober bei Hirschberg und 55 m über seinem Spiegel bei Boberröhrsdorf). An der höchsten Stelle des Durchschnittees beobachten wir Geschiebelehm, unterlagert von wechsellagernden sandigen und tonigen geschichteten Massen; nach Süden zu, gegen Hirschberg, nehmen die tonigen Bestandteile an Mächtigkeit zu und bilden, fast das ganze Profil zusammensetzend, typischen Geschiebelehm, welcher weiterhin wiederum von geschichteten Sanden unterlagert wird. Im nördlichen Teile des Aufschlusses überwiegen die Sande; sie sind zumeist von der typischen gelben Farbe der nordischen Diluvialsande, stellenweise besitzen sie durch reichliche Beimengung von Kohleteilchen einen stumpfen, graulichen Farbton und führen gerollte Braunkohlestückchen. Eine innige Verknüpfung der geschichteten Sande mit den tonigen Bestandteilen läßt sich wiederholt beobachten: die Sande um-

schließen Tonlinsen und Tonbrocken; eine schmale Bank geschichteten Sandes schiebt sich ein zwischen dunklem (unterlagerndem) Ton und leicht geschichtetem Geschiebemergel. Wie die Grundmoräne stellenweise leichte Schichtung erkennen läßt, so führt andererseits der dunkle Ton zumeist kleine Gerölle und Geschiebe, und geht derselbe so in den typischen Geschiebemergel über.

Die Gesteinsführung¹⁾ kennzeichnet die ganze Ablagerung als der nordischen Vereisung angehörig. Die weit vorwiegenden Geschiebe sind rote, fein- bis grobfaserige nordische Gneise und zum Teil sehr mächtige Sandsteinblöcke, die ohne Zweifel dem Cenoman der Löhner Gegend entstammen. Von nordischen Gesteinen fanden sich ferner Dalaquarzit (?), Feuerstein (mit Bryozoen) und harte graublaue (silurische?) Kalke; von letzteren maß ich einen 70 cm langen und einen anderen 95 × 80 cm großen Block, beide über und über mit Gletscherschrammen bedeckt. Auch ein Porphyry mit roter Grundmasse gehört wahrscheinlich hierher. An Geschieben nördlicher Herkunft, aus dem Bober-Katzbachgebirge etc., konnten außer den Sandsteinen noch erkannt werden: Konglomerat aus dem Rotliegenden, geschrämte Septarie mit Kalkspatadern aus dem Buntsandstein, Kieselschiefer und Basalt. Aus der nächsten Umgebung stammen zweifellos grobkörniger Gneis und Amphibolit (Kappenberg).

Ein zweiter großer Durchstich, 500 m lang und 12 m tief, befindet sich gleich westlich von Boberröhrsdorf, wo die neue Bahnlinie die Landstraße nach Tschischdorf schneidet. Die durchstochene Geländewelle erreicht eine Höhe von 345 bis 348 m. Hier tritt die innige Verknüpfung von Grundmoräne und Fluvioglazial noch auffälliger in die Erscheinung. Die geschichteten Sande zeigen die typische Ausbildung des sogen. Unteren Diluvialsandes: schneller Wechsel von fein- und grobkörnigen Lagen, unregelmäßige, stark wechselnde Schichtung, Einschaltung von Kieselstriemen. Häufig ist die

¹⁾ Die Identifizierung und Heimatbestimmung der hier wie in den anderen Aufschlüssen gefundenen Gesteine hat Herr WENKE, Hirschberg, vorgenommen, dessen geognostische Lokalkenntnisse mir bei dieser kleinen Arbeit von unschätzbarem Werte waren. Mein Bruder, PAUL WERTH, Hirschberg, hat nach meiner Abreise eine nochmalige sorgfältige Untersuchung des weiter unten beschriebenen Boberröhrsdorfer Schotteraufschlusses auf seine Gesteinsführung hin vorgenommen und das gesammelte Material wiederum Herrn WENKE vorgelegt, so daß die Resultate in dieser Abhandlung mit benutzt werden konnten. Beiden Herren sei für ihre wirksame Mithilfe auch an dieser Stelle mein herzlichster Dank ausgesprochen.

Einlagerung toniger und tonigsandiger Bänke mit Kieselchen. Störungen der Schichten, wie leichte Faltungen und Verwerfungen, lassen sich beobachten; an einer Stelle sind die stark ineinander greifenden tonigen und sandigen Ablagerungen derart aufgerichtet und gefaltet, daß das Ganze den Eindruck erweckt, als habe eine gewaltige Kraft versucht alles vollständig durcheinander zu kneten.

Das ungeschichtete Material tritt uns in diesem Aufschluß als typischer Geschiebelehm, meist nicht sehr reich an größeren Blöcken, als sandige Grundmoräne und als steinärmer ungeschichteter Ton entgegen. Einen Übergang zu den Sanden bilden deutlich geschichtete, regellos zerstreute Geschiebe enthaltende sandig-tonige Massen, welche als geschichtete Grundmoräne anzusprechen sind.

Eine Vorstellung von der innigen Verknüpfung geschichteten und ungeschichteten Materiales mögen die beistehenden Figuren geben. Nahe der höchsten Stelle des Durchstiches (Fig. 1) haben wir zu unterst eine 1,80 — 2,25 m mächtige Masse typischen, unregelmäßig geschichteten Diluvialsandes, dem eine beiderseits auskeilende Bank

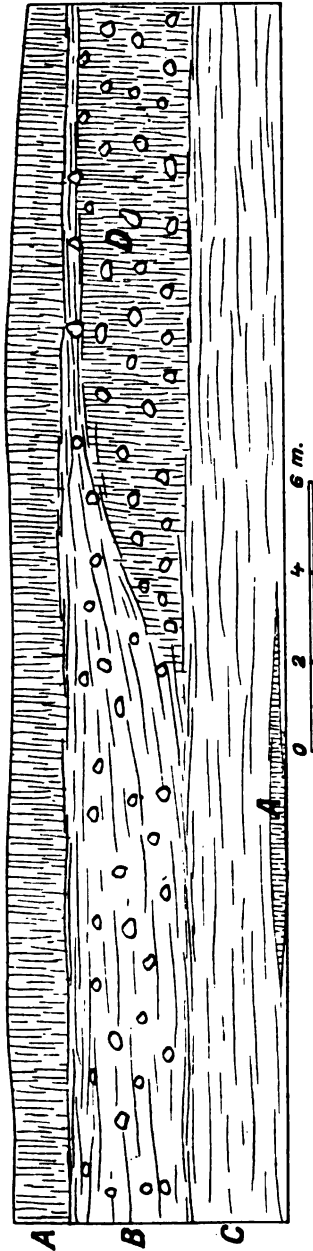


Fig. 1. Aufschluß im Diluvium bei Boberröhrsdorf.
 A = steinärmer, ungeschichteter, grauer Lehm; C = geschichteter typischer Diluvialsand;
 B = geschichtete Grundmoräne; D = ungeschichteter typischer Geschiebelehm.

ganz dunklen, wenige Steinchen und Braunkohlenstückchen führenden Tones eingeschaltet ist. Darüber lagert, ungefähr 2,50 m mächtig, geschichtete Grundmoräne (wechsellagernd sandige und tonige Partien mit regellos zerstreuten Geschieben), welche gegen Osten (nach Boberröhrsdorf zu) an Mächtigkeit zunimmt und alsbald in ungeschichtete Grundmoräne übergeht. Zu oberst endlich findet sich, gut 1 m mächtig, fast steinfreier, ungeschichteter Ton bzw. Lehm. Die drei Schichten des Profils gehen ganz allmählich ineinander über, und auch der Geschiebemergel in der Mitte der Osthälfte des Profils zeigt

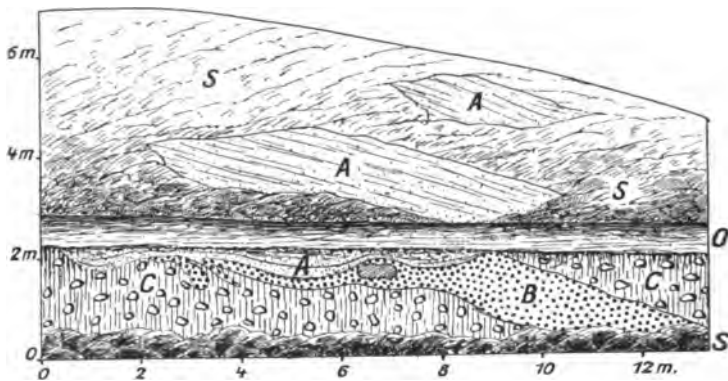


Fig. 2. Aufschluß im Diluvium bei Boberröhrsdorf.

- A = geschichteter Sand;
- B = sandiger Geschiebelehm;
- C = typischer Geschiebelehm;
- S = Abbau-Schutt;
- O = obere Sohle des Aufschlusses.

an seiner unteren und oberen Grenze, an der Verknüpfung mit den unter- und auflagernden Sand- bzw. Tonmassen, etwas Schichtung, so daß also an der Gleichaltrigkeit des ganzen Schichtenkomplexes nicht gezweifelt werden kann. Weiter gegen Osten tritt wieder eine Tonbank in den Sanden auf, und die letzteren selbst, von feinem Korn, zeigen starke Wechsellagerung mit Tonschichten. Weiterhin ist der Sand an einer Stelle stark von dünnen Brauneisensteinschichten durchsetzt. Immer ist ein allmählicher Übergang zwischen den drei Hauptschichten zu konstatieren.

Das Profil Fig. 2 entstammt dem westlichen Teil des Durchstiches; es zeigt uns die Sande in weiter Erstreckung

von Geschiebemergel unterlagert; sandiger Geschiebelehm bildet teilweise einen Übergang zu den Sanden.

Die Geschiebeführung läßt auch hier bei Boberröhrsdorf zunächst wieder jegliches Gestein aus dem Riesengebirge und dem Quellgebiet des Bobers vermissen. Fraglich bleibt nur wieder ein Porphyry mit rotbrauner Grundmasse, der möglicherweise dem Rabengebirge am Oberlaufe des Bober entstammen könnte, aber vielleicht auch nördlicher oder nordischer Abkunft ist; also jedenfalls keinen Schluß auf den Transportweg zuläßt. Neben nordischem roten Gneis, dichtem Granit, Quarzit und (silurischem?) Kalk, wovon ein schön gekritztes Stück sich vorfand, treffen wir nicht selten Feuerstein an; eine mächtige Knolle des letzteren, welche in ihrem freigelegten Teile 70 cm Länge maß, befindet sich an der Stelle des Profils Fig. 2 im sandigen Geschiebelehm.

Von Gesteinen nördlicher Abkunft aus den schlesischen Vorbergen seien erwähnt: Kieselschiefer, Buntsandstein, grobkörniger Cenomansandstein, Melaphyr und Basalt; Braunkohlenstücke sind häufig, der Sand hat auch hier stellenweise durch Kohlepartikelchen eine graue Färbung erhalten und ist von Braunkohlenstriemchen durchzogen.

Wir haben es also in den beiden großen Aufschlüssen mit den Ablagerungen des in das Hirschberger Tal vorgedrungenen nordischen Eises zu tun. Interessant ist die mannigfache und innige Verknüpfung der ungeschichteten und geschichteten Massen, der Grundmoräne mit den Schmelzwasserabsätzen; wir müssen uns dabei vergegenwärtigen, daß wir uns hart am Südrande des nordischen Diluviums¹⁾, in der ehemaligen Endmoränenzone des Inlandeises, befinden. Es ist die typische Zusammensetzung von Endmoränengebilden, wo infolge Oszillationen des Eisrandes glaziale und fluvioglaziale Produkte in raschem Wechsel zur Ablagerung gelangen müssen.

Die heutige Oberflächengestaltung des Geländes läßt bei dem in so südlicher Lage bekanntlich nur der großen vorletzten Eiszeit zuzurechnenden Diluvium wohl kaum noch die ehemaligen Ablagerungsformen durchscheinen; die sanft geböschten Terrainwellen dürften ihre Form der Erosionstätigkeit der heutigen Bäche und Rinnsale verdanken. Immerhin muß es uns auffallen, daß durch die beschriebenen Aufschlüsse mit ihrem innigen Wechsel von Grundmoränen- und fluvioglazialen

¹⁾ Vergleiche R. SCHOTTKY: Beiträge zur Kenntnis der Diluvialablagerungen des Hirschberger Tales. Breslau 1885.

Material zwei Geländerücken durchschnitten werden, welche, die Grunauer Furche durchquerend, unwillkürlich den Gedanken an Reste ehemaliger Endmoränen nahelegen.

Inwieweit die Schichtenstörungen, die wir in den Ablagerungen konstatieren konnten, auf nachträgliche, von außen einwirkende Kräfte zurückzuführen sind, läßt sich oftmals schwer sagen. Störungen von geringem Betrage lassen sich vielleicht als eine Folge von Volumverminderungen durch Austrocknen der bei der Ablagerung stark mit Wasser durchsetzten Tone erklären, während erheblichere Faltungen und Verwerfungen wohl auf Druck und Schub des über seine Ablagerungen nochmals vorrückenden Eises, wie es durch die über den Sanden lagernde steinarne Grundmoräne dargetan wird, zurückzuführen sind.

Die Geschiebeführung der Ablagerungen läßt auf eine im allgemeinen südsüdöstliche bis südliche Bewegungsrichtung der in das Hirschberger Becken eindringenden Inlandeismasse schließen, welche, falls sie nicht schon an sich dem Eise eigentümlich war, leicht durch die Höhenverhältnisse der Randgebirge der Hirschberger Talsenke erklärt werden kann.

Wesentlich anders geartet sind die Struktur und Zusammensetzung in einem zwischen den beiden beschriebenen Durchstichen in dem viel tieferen Niveau von ca. 320 m Oberflächenhöhe gelegenen Aufschlusse an der Molkerei in Boberhörsdorf. Wir sehen hier in der ganzen Masse sepiabraun gefärbte Schotter von ziemlich gleichmäßigem Korn, nur einzelne größere Gerölle enthaltend, in wunderschön und äußerst gleichmäßig ausgeprägter diskordanter Parallelstruktur bezüglich Diagonalschichtung angeschnitten. Die diagonalen Schichten sind nur schwach geneigt; keinerlei Störungen, Verwerfungen, Falten etc., kein sprunghafter Wechsel in der Neigung der Schichten oder in der Größe des Kornes der kiesigsandigen Ablagerungen ist bemerkbar. Das Ganze macht gegenüber typischen Diluvialsanden in Färbung, Korn und Struktur einen viel gleichmäßigeren, einheitlicheren Eindruck.

Auffallend ist der Reichtum der Ablagerungen an heimischen Gesteinen. Ganggranit aus dem Hirschberger Tal, Granitit aus dem unteren Zackengebiet, eisenkieselartiger Quarz, wahrscheinlich aus dem Granit des Hirschberger Tales sowie endlich charakteristischer Turmalingneis von Buschvorwerk bei Schmiedeberg wurden gefunden.

Weniger sicher ist die Herkunft folgender Gesteine: Gneis, nicht einer typischen nordischen Varietät angehörend, möglicherweise aus nächster Nähe stammend; Grünschiefer

(silurisch) aus dem Bober-Katzbachgebirge (kann ebensowohl von oberhalb wie von unterhalb [nördlich] hertransportiert sein); dunkles hornfelsartiges Gestein, ähnlich den im Kontakt mit Granit am „Moltkefels“ bei Petersdorf an der Krummhübler Lehne etc. vorkommenden Gesteinen.

Von Norden, aus der Löhner Gegend, stammen sehr wahrscheinlich: Melaphyr und Buntsandstein, während die Herkunft von Basalt und Feldspatporphyr (sehr helle Varietät) noch fraglich bleibt.

Immerhin sind diese Ablagerungen durch ihre Gesteinsführung fraglos als heimische Schotter charakterisiert; auch in ihrer Struktur stimmen sie mit den weiter unten noch kurz zu besprechenden jungglazialen Terrassenschottern der Riesengebirgsflüsse in allen wesentlichen Merkmalen überein. In derselben geologischen Periode wie diese können die Boberhörtdorfer Schotter freilich nicht entstanden sein, denn diese an der höchsten Stelle in vielleicht $3\frac{1}{2}$ m Mächtigkeit aufgeschlossenen Sedimente werden von typischem Geschiebelehm überlagert. Derselbe bildet keine scharfe Grenze gegen die Sande, die relativ schmale Übergangszone zeigt vielmehr eine Mischung beider Elemente, oder der Geschiebelehm dringt gelegentlich mit reichlicher Blockführung schweifartig in den Schotter ein. Ein solcher Konnex mit der unterlagernden Formation wird bekanntlich bei der unter hohem Druck abgelagerten Grundmoräne vielerorts selbst bei härteren Gesteinen (Muschelkalk bei Rüdersdorf, Kreide auf Rügen etc.) beobachtet.

Wennschon es an sich zweifellos ist, daß der Geschiebelehm identisch ist mit dem in den Eisenbahneinschnitten und anderswo im Hirschberger Kessel beobachteten, so ist derselbe auch durch seine Gesteinsführung als nordische Grundmoräne charakterisiert. Von nordischen Gesteinen fand sich Feuerstein; nördliches Material ist vertreten durch Kieselschiefer, Diabas-Mandelstein und Melaphyr, ein großes Geschiebe cenomaner Quadersandstein (Löhner Kreidemulde) wurde an der Grenze des Lehmes gegen die unterlagernden Schotter gefunden. Das Vorkommen von Ganggranit aus dem Hirschberger Tal im Geschiebelehm erklärt sich allein genügend aus der Aufarbeitung der unterlagernden heimischen Gebirgsschotter, welche also in bezug auf die vorletzte (große) Eiszeit präglazial sind.

Ob die in diesen letzteren auftretenden Gesteine benachbarter nördlicher Herkunft durch derzeitige, von den heutigen abweichende hydrographische Verhältnisse an ihren Ablage-

rungsort gelangt sind, oder ob sie vielleicht, auf tertiärer Lagerstätte befindlich, den Ablagerungen einer von Nord kommenden noch älteren Vereisung entstammen, darüber läßt sich schwer ein Urteil gewinnen.

Die vorstehend beschriebenen Funde berechtigen in bezug auf die eiszeitliche Geschichte des Hirschberger Kessels vielleicht zu folgenden Schlüssen. Beim Abfluß aus dem Kessel nahmen die Riesengebirgswässer zunächst ihren Lauf über Grunau und Boberröhrsdorf nach Neumühl, bis die Gletschermassen der großen (vorletzten) Eiszeit in das Hirschberger Tal eindrangen. Bei beginnendem Rückzuge des Eises dürfte den im Kessel sich aufstauenden Schmelzwässern desselben, vereint mit den Gewässern des Riesengebirges, zunächst ein Ausweg nach Osten über die heute in zirka 480 m Meereshöhe gelegene Wasserscheide unweit der Station Thomasdorf an der Bahn nach Bolkenhain zu Gebote gestanden haben. Hierbei wurde die heutige „Eingangsschlucht“ des Bobers bei Kupferberg geschaffen. Bei weiterem Rückschreiten des Gletschers stand alsbald ein Weg nach Westen über die etwas niedrigere Wasserscheide bei Birngrütz (451 m Meereshöhe) frei. Die Schmelzwässer flossen dem hohen Eisrande entlang und schufen, mehr oder weniger durch Randnuntaker (Kappenberg, Birkberg usw.) vom Eise getrennt, eine Erosionsrinne, die etwa den Verlauf Boberröhrsdorf, Ullersdorf, Berthelsdorf, Birngrütz, Räbishau, Friedeberg usw. hatte. Als später bei völligem Schwinden des Inlandeises sich das Anfangsstück dieser Rinne, die heutige Sattlerschlucht, mit dem heutigen unteren Boberlaufe vereinigt und tiefer eingeschnitten hatte, vertiefte sich auch das Bett des Boberoberlaufes. Dieser hatte sich früher etwa bei Rudelstadt mit den aus dem Hirschberger Kessel kommenden Wassern vereinigt, seit dem Abfluß der letzteren nach Westen jedoch durch die nunmehr offenstehende Schlucht bei Kupferberg ebenfalls westwärts gewandt und durch die nach aufwärts fortschreitende Vertiefung seinen Zusammenhang mit dem Bolkenhainer Wasser verloren. Auf diese Weise scheint mir eine ungezwungene Erklärung der Entstehung der Eingangs- und Ausgangsschlucht des Bobers, deren Engen in scharfem Gegensatz zu der Weite des auf tektonische Ursachen zurückzuführenden Hirschberger Talbeckens stehen, möglich. Die Zukunft mag durch genauere Untersuchung der jüngeren Ablagerungen des ganzen in Betracht kommenden Gebietes entscheiden, inwieweit meine theoretischen Folgerungen einer Ergänzung bedürfen oder durch bessere zu ersetzen sind.

Es erscheint mir am plausibelsten, anzunehmen, daß seit dem Rückgang der großen (vorletzten) Vereisung der Bober seinen Lauf durch die Sattlerschlucht beibehalten hat; hierfür sprechen auch die den Bober begleitenden Terrassensysteme, welche auch auf seinem rechten Ufer gegen die Sattlerschlucht ziehen und sich bei tieferer Oberflächenhöhe innerhalb der eingangs erwähnten Schwelle südlich von Grunau halten. Diese Boberterrassen gehören ebenso wie diejenigen seiner vom Riesengebirge herabkommenden Nebenflüsse Lomnitz und Zacken, wie ich früher¹⁾ nachzuweisen versucht habe, der letzten Eiszeit an.

Um es in diesem Zusammenhange nochmals kurz darzulegen und durch neue Funde zu ergänzen, so sind die Lagerungsverhältnisse des Diluviums im Hirschberger Becken nach dem gegenwärtigen Stande unserer Kenntnisse²⁾ ungefähr die folgenden. Das bisher bekannte älteste Glied der diluvialen Ablagerungen ist eine über den Boden des Hirschberger Kessels ausgebreitete Decke von Geschiebelehm nebst geschichteten Tonen, Sanden und Kiesen³⁾. Im Warmbrunner Teilbecken reicht dieselbe bis dicht an den Fuß des Gebirges; nach PARTSCH (a. a. O.) befindet sich die südlichste Spitze in 380 m Meereshöhe. In den Ziegeleigruben bei Hermsdorf findet sich ein Geschiebelehm, welcher Riesengebirgsgerölle, untermischt mit Geschieben nördlicher (Bober-Katzbachgebirge⁴⁾) und nordischer (Flint, Bernstein) Herkunft, enthält. Stellenweise ist unter dem Geschiebemergel geschichteter Ton beobachtet, so z. B. bei Voigtsdorf. Ähnliche Aufschlüsse bringen uns die Ziegeleien weiter unterhalb auf beiden Ufern des Zackens. Auf der rechten Seite des Zackens sind unmittelbar vor Hirschberg auch typische Glazialsande und Kiese angeschnitten.

¹⁾ WERTH: Zur Kenntnis des Diluviums im nördlichen Riesengebirge. N. Jahrb. Min. 1901, Bd. I.

²⁾ Vergleiche namentlich J. PARTSCH: Vergletscherung des Riesengebirges. Forschungen zur Deutschen Landes- und Volkskunde VIII, S. 99—194. Stuttgart 1894.

R. SCHOTTKY, a. a. O.

A. LEPLA: Geologische Untersuchungen im Vorlande des Riesengebirges. Jahrb. preuß. geol. Landesanstalt für 1898, S. CXXXI. Berlin 1899.

G. GÜRICH: Geologischer Führer in das Riesengebirge. Berlin 1900.

E. WERTH, a. a. O.

³⁾ Am Zacken wurden durch Bohrungen unter denselben geschichtete Kiese und Sande nachgewiesen, denen man tertiäres Alter zuzuschreiben geneigt ist, die möglicherweise jedoch mit den Boberhörsdorfer Schottern gleichaltrig sind.

⁴⁾ SCHOTTKY, a. a. O.

Wir haben es in diesen Ablagerungen mit den Produkten der großen vorletzten nordischen Vergletscherung zu tun, deren Eismassen bekanntlich allein eine so weit nach Süden reichende Ausdehnung besaßen. Die Grundmoräne des von Norden kommenden Inlandeises nahm reichlich die durch die Flüsse vom Riesengebirge herabgeführten Schotter in sich auf und untermischte sie mit den Geschieben aus den schlesischen Vorbergen und aus dem Norden.

Nach KLOCKMANN¹⁾ bezeichnen wir ein solches am Nordrande der deutschen Mittelgebirge häufiges Diluvium als gemengtes. Die den Geschiebelehm vielerorts unterlagernden ungeschichteten oder geschichteten Tone sind geologisch nicht von jenem zu trennen.

Im östlichen Teile des Hirschberger Beckens, an der Lomnitz, reichen die Ablagerungen der älteren (vorletzten) Eiszeit weniger weit nach Süden; sie sind hier gut aufgeschlossen in der Lomnitzer Ziegelei. Auf dem nördlichen Boberufer finden wir dieselben z. B. in der Ziegelei am Popelberge bei Maiwaldau und dann wieder neuerdings, wie von mir ausführlich berichtet, bei Grunau und Boberröhrsdorf.

Eingeschnitten in diese Decke von vorwiegend Grundmoränenmaterial des nordischen Inlandeises sind die seichten Talfurchen der Lomnitz, des Zackens und der Nebenflüsse dieser sowie des Bobers. Die alluvialen Schotterflächen dieser Flüsse werden begleitet von terrassenförmigen Resten älterer fluviatiler Schotter, welche nahe dem Gebirge nur Gesteine aus diesem, weiter unterhalb, in der Nähe des Ausganges aus dem Hirschberger Kessel, auch daneben wenige Gesteine nördlicher Abkunft führen. Im Gebirge und unmittelbar an demselben enthalten diese Flußschotter viel lehmiges Material und zeigen im allgemeinen wenig deutliche Schichtung, im Vorlande bestehen sie aus groben Sanden oder Granden mit gleichmäßig darin verteilten größeren Geröllen und sind von regelmäßig horizontaler Schichtung oder gelegentlich auch etwas schräg geschichtet. Durch die große Gleichmäßigkeit von Korn, Schichtung und Farbe unterscheiden sie sich wesentlich von den altdiluvialen Sanden und Granden. Solcher Terrassen finden sich dicht unter dem Gebirge mehrere Stufen, so an der Lomnitz bei Krummhübel sowie im Schmiedeberger Tale zwei, am Zacken bei Petersdorf nach LEPPLA gar drei bis vier, bei Hermisdorf und Seidorf drei bezüglich zwei. Sie

¹⁾ Über gemengtes Diluvium und diluviale Flußschotter im nord-deutschen Flachland. Jahrb. geol. Landesanstalt für 1883, S. 331.

entsprechen vermutlich den, verschiedene Rückzugsstadien markierenden, hinter- und übereinander gelegenen Moränensystemen in den Hochtälern des Gebirges; z. T. stellen sie vielleicht auch nur Erosionsstufen in einer einheitlichen Schotterauf-füllung dar.

Weiter unterhalb, im Vorlande des Gebirges, so auf der weiten Fläche zwischen Lomnitz und Eglitz, am Unterlaufe des Zackens, auf beiden Seiten des Bobers östlich und nördlich von Hirschberg, resultiert schließlich ein einheitliches ausgedehntes Schotterniveau, welches daher als das den Moränen auf der Nordabdachung des Riesengebirges entsprechende und mit ihnen gleichaltrige fluvioglaziale Gebilde aufgefaßt werden muß. Da diese Schottermassen seitlich den vorhin beschriebenen nordischen Glazialablagerungen an- und aufgelagert sind und sich in die, in diese letzteren eingeschnittenen seichten Talfurchen einfügen, so sind sie jünger als diese, und sie können daher mit Fug und Recht der jüngsten Eiszeit zugerechnet werden¹⁾.

Aufschlüsse in diesen jungglazialen Gebirgsschottern, die, wie gesagt, weit draußen im Vorlande, im Bereiche der Ablagerungen der älteren (nordischen) Vereisung naturgemäß auch Material aus diesen letzteren aufgenommen haben, finden sich in den Gebirgstälern sehr zahlreich da, wo die Schotter in der Enge der Täler von den Flüssen selbst angeschnitten werden. Weniger häufig sind sie im offenen Gebirgsvorlande und hier zum größten Teil erst künstlich geschaffen worden. Bei Quirl sind die Lomnitz-Eglitz-Schotter in den dortigen Ziegeleien aufgeschlossen; natürliche Aufschlüsse finden sich weiter unterhalb an beiden Flüssen. Am Zacken waren bei Petersdorf vor einigen Jahren bei Gelegenheit des Baues der Gebirgsbahn nach Schreiberhau vorübergehend schöne Aufschlüsse vorhanden, welche die geschichteten, aus Riesengebirgsgesteinen bestehenden Schotter in 4 m Mächtigkeit sowie auch deren granitene Unterlage bloßgelegt hatten. Am unteren Zacken sind an verschiedenen Stellen Kiesgruben in den diluvialen Terrassen angelegt, wie in Kunnersdorf und Rosenau. In letztgenanntem Vororte von Hirschberg konnten jüngst in einer kleinen Grube interessante Stauchungserscheinungen beobachtet werden, welche in der Fig. 3 (S. 82) dargestellt sind. Unter einer einen halben Meter mächtigen lehmigen Einlagerung in den Schottern sehen wir eine Reihe kleiner überkippter Falten feinsandigen Materiales; zweifellos ist die zähe, fest in ihrer

¹⁾ Näheres siehe in meiner bereits oben zitierten Arbeit.
Zeitschr. d. D. geol. Ges. 1907.

ganzen Masse zusammenhängende Lehmschicht die Ursache davon, daß bei der weiteren Ablagerung der in der Stromrichtung sich bewegenden Schottermassen die unterlagernden feinen Sande eine deutliche Stauchung erfahren haben; in der Tat streichen die Falten senkrecht zur Flußrichtung (NNO).

Neben den zahlreichen und oft beschriebenen Schichtstörungen in den vom Inlandeise der letzten Eiszeit überflutet gewesenen älteren Diluvialsanden sind solche in wechselagernd tonigen und sandigen Ablagerungen nicht seltenen Stauchungserscheinungen deshalb besonders bemerkenswert, weil sie wie hier ohne Zutun von Schub oder Druck einer

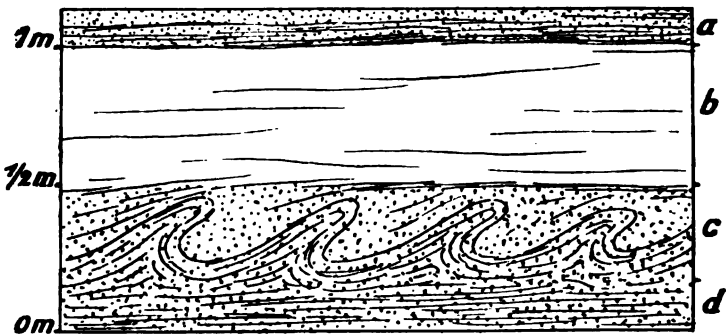


Fig. 8. Stauchungserscheinungen im Terrassenschotter des Zacken bei Hirschberg.

- a = feiner, horizontal geschichteter Sand;
- b = Lehm lager, etwas geschichtet;
- c = feiner Sand mit Stauchungsfalten;
- d = feiner, horizontal geschichteter Sand.

Gletschermasse entstanden sein müssen und damit zeigen, daß eine solche Erklärung auch in den Fällen, wo sie annehmbar ist, nicht unbedingt gefordert werden muß.

Am Bober endlich finden wir die jungdiluviale Terrasse, auf welcher z. B. der östliche Teil von Hirschberg, die Gnadenkirche, der Bahnhof, der Exerzierplatz etc. liegen, sehr schön aufgeschlossen in den Kiesgruben an der Bahn, gleich östlich von Hirschberg; auch nahe der Lomnitzmündung sind oder waren s. Z. die Schotter südlich der Bahnlinie entblößt.

Innerhalb dieser jungglazialen Terrassen finden wir auf beiden Seiten des Bobers Reste einer jüngeren, niedrigeren Schotterauffüllung des Tales, welche z. B. sehr schön an der

Kaserne von Hirschberg sowie bei „Sechsstädte“ zu beobachten sind. Diese Schotterablagerungen hängen vermutlich mit einer tieferen Einfurchung des unteren Boberbettes, speziell in der Sattlerschlucht unterhalb Hirschberg, zusammen und können daher als postglazial angesehen werden. Ob die in der Erweiterung der genannten Schlucht, am „Weltende“, in Sanden aufgefundenen Knochen von Renntier, Rind und Mammut demselben Niveau angehörten, läßt sich nachträglich nicht mehr mit Sicherheit feststellen. Die Fauna selbst gestattet zwar keine sicheren Schlüsse auf ihr Alter, doch spricht auch sie am meisten für postglazial.

LEPPLA unterscheidet rein nach der äußeren Terraingestaltung auf der Nordseite des Bobers noch eine weitere, die vorhin beschriebene jungdiluviale Schotterauffüllung überragende Terrasse, „deren breite Flächen am rechten Ufer von Eichberg über Straupitz auf Grunau und Boberröhrsdorf gerichtet sind“. Meines Wissens sind bisher keinerlei Aufschlüsse bekannt geworden, welche uns über die Natur dieser Terrasse Auskunft geben könnten. „Handelt es sich vielleicht um die Ablagerungen eines Stausees vor dem sich zurückziehenden nordischen Inlandeise?“

Nach dem Gesagten läßt sich das Diluvium im Hirschberger Kessel also wie folgt gliedern:

4. Postglazial (?): Niedrigste Terrasse am Bober sowie vermutlich die Knochenfunde am „Weltende“.
3. Letzte Eiszeit: Jungglaziale Gebirgsschotter der höheren Terrassen an Lomnitz, Zacken, Bober etc. Moränen des Melzergrundes, der Teich- und Schneegruben.
2. Vorletzte (große) Eiszeit: Nordische Grundmoräne und zugehörige Diluvialsande und -Tone: nordische, nördliche und Riesengebirgsgesteine enthaltend (Gemengtes Diluvium).
1. Präglaziale (in bezug auf die vorletzte Eiszeit) heimische Schotter im Liegenden der nordischen Grundmoräne (Boberröhrsdorfer Schotter).

4. Notizen über die „Albüberdeckung“ im nördlichen Frankenjura.¹⁾

Von Herrn W. KOEHNE in Berlin (früher in Erlangen).

Den Stand der Frage nach Alter und Entstehung der „Albüberdeckung“ habe ich an anderer Stelle bereits erläutert²⁾ und die wichtigste Literatur darüber aufgeführt.

Der in der Überdeckung im Nordgau des Fränkischen Jura vorkommende Sandstein wurde von GÜMBEL als „Veldensteiner Sandstein“ bezeichnet, wegen seiner weiten Verbreitung im „Veldensteiner Forste“, der wieder seinen Namen dem Schlosse Veldenstein bei Neuhaus a. d. Pegnitz verdankt. Blöcke quarzitischen Sandsteins, die vermutlich durch Auswitterung aus dem Veldensteiner Sandstein entstanden sind, werden in manchen Gegenden (in der Oberpfalz) „Kalminzer“ genannt, ein Name, den ich zur Unterscheidung von den dichten Quarzgesteinen für diese höchst charakteristischen Blöcke beibehalten möchte.

Betreffs der in der Albüberdeckung vorkommenden Erze sei auf KOHLERS Spezialarbeit verwiesen³⁾.

Im Gegensatz zu den reinen sandigen, ganz hornsteinfreien Überdeckungsgebilden, möchte ich die hornsteinführenden, aus Sand, gelben, weißen, roten etc. Letten, eventl. noch aus Sandsteinbrocken bestehenden Massen, die sich häufig fanden, als „gemischte Überdeckung“ bezeichnen.

Leider waren mir bei der Veröffentlichung des oben genannten Aufsatzes die „Bemerkungen zum Karstphänomen“ von

¹⁾ Obwohl es mir die Verhältnisse nicht ermöglichten, meine Untersuchungen über die Albüberdeckung zum Abschluß zu bringen, möchte ich doch die folgenden von meinen darüber gesammelten Beobachtungen veröffentlichen, umso mehr als manche der von mir untersuchten Aufschlüsse vergänglicher Natur sind und in späteren Jahren der Beobachtung nicht mehr zugänglich sein werden.

²⁾ KOEHNE, W.: Vorstudien zu einer neueren Untersuchung der Albüberdeckung im Frankenjura. Sitz.-Ber. der Phys. Med. Soz. Erlangen 87 (1905), S. 321—342. 1906.

³⁾ KOHLER, E.: Die Amberger Erzlagerstätten. Geogn. Jahresh. XV: 1902, München 1903, S. 11—56.

FR. KATZER (diese Zeitschrift 1905, Monatsber. S. 233—242) noch nicht bekannt. Die Vorgänge, die KATZER als „Unterirdische Dolinenbildung“ bezeichnet, stimmen vorzüglich mit denen überein, die ich als „Entziehung der Unterlage durch Auflösung“ benannte. Es ist recht wahrscheinlich, daß einst große Teile der Fränkischen Alb mit keuperähnlichen Schichten bedeckt waren, wie sie noch bei Auerbach i. Opf. erhalten sind. Wenn nun das Wasser auf Klüften durch diese Schichten zum Kalkstein vordrang, so mußte es hierin Löcher auslaugen, in die abbröckelndes Gestein aus den überlagernden Schichten hineinstürzte. Wenigstens bei einer Anzahl der beobachteten Schlotten dürfte eine solche Art der Entstehung für ihre Ausfüllungsmasse anzunehmen sein.

Gegend von Auerbach (Oberpfalz).

Ein besonders schöner Aufschluß in Überdeckungsschichten findet sich dicht bei Auerbach an der Bahnlinie nach Ranna, und zwar teils im Bahneinschnitt, teils an der Böschung der an diesem entlang führenden Straße und teils in einem dicht dabei gelegenen Steinbruch. Hier wird der Sandstein durch Tonschichten in Bänke geteilt, und die Lagerung ist sehr viel regelmäßiger als an den anderen, dem Verfasser bekannten Aufschlüssen. Eine rote Tonschicht fällt hier an der Basis auf, die sich ziemlich weit auszudehnen scheint. Der Sandstein selbst zeigt schnellen Wechsel in der Korngröße; schräge Schichtung ist ausgezeichnet zu beobachten, mit Neigungswinkeln von ca. 20° aber auch bis zu 30°. Die Ähnlichkeit im petrographischen Habitus der ganzen Bildung mit Keuperschichten ist unverkennbar.

Wenig weiter östlich streicht hier die Auerbacher Verwerfung mit den Erzlagern durch. Bei deren Untersuchung gelangte KOHLER zu der Ansicht, daß die Veldensteiner Schichten von den Störungen mit betroffen worden sind, also älter sind als diese. Er glaubte sie für turonisch ansprechen zu müssen, auf Grund von *Cardium Ottoi*, das er in aus einem Schacht geförderten grauen Tonen, die den tieferen Überdeckungsschichten entstammten, gefunden hat.

Auf den Höhen östlich der Verwerfung fand Verfasser vielfach Quarzkörner, die nicht den anstehenden Juragesteinen entstammen können; dies läßt sich wohl am ungezwungensten erklären, wenn man sie als Erosionsreste der dort ehemals ebenfalls verbreiteten, von der Verwerfung mitbetroffenen Veldensteiner Schichten anspricht.

Im Gegensatz zu KOHLER meinte v. AMMON jedoch, daß die Veldensteiner Schichten erst nach Entstehung der Verwerfung abgesetzt wurden, und die in ihnen vorkommenden Störungen auf lokale Verstärkungen zurückzuführen seien¹⁾.

Veldensteiner Forst.

In der Landschaft, die sich von Auerbach gegen Westen erstreckt, haben wir ein ausgedehntes Gebiet mit Veldensteiner Sandstein vor uns, welches von der Pegnitz durchflossen wird. In der Regel wird aber diese Überdeckung zahlreich von Dolomittfelsen durchragt, so daß wir an Einschnitten einem beständigen Wechsel von Dolomittfelsen und Sandsteinen begegnen, ein Verhalten, welches im ganzen Nordgau des Frankenjura sehr charakteristisch ist. Doch gewinnt an manchen Stellen des Veldensteiner Forstes die Bedeckung so große Mächtigkeit, daß auf längere Strecken kein Dolomit mehr zutage tritt. Es scheint mir sehr wahrscheinlich, daß unter solchen Stellen die Oberfläche des Weißen Jura wenig abgetragen worden ist, vielmehr dieser ziemlich in seiner ganzen urprünglichen Mächtigkeit darunter liegt. Daher möchte ich auch vermuten, daß bei Ranna (Oberpfalz) der Wasserhorizont des Ornatentons noch gegen 200 m unter der Pegnitz liegt, weshalb die Bohrungen, die ihn für die Wasserversorgung der Stadt Nürnberg in geringer Tiefe suchten, ihn auch nicht erreichen konnten.

Früher wurde der Veldensteiner Sandstein auch als Baustein gebrochen (z. B. ist die Kirche in Betzenstein (Ofr.) daraus erbaut), doch sind jetzt die von GÜMBEL erwähnten Steinbrüche eingegangen und z. T. schon mit Wald bestanden, so daß es mit Aufschlüssen sehr kümmerlich bestellt ist.

Im Forste fand ich Quarzgerölle bis zu 4,8 cm Länge, ein Beweis, daß die Überdeckungsgebilde nicht bloß durch Windtransport herbeigeschafft sein können, ebensowenig wie sie aus dem Eluvium der Juraschichten entstanden sind.

Am Rande des Veldensteiner Forstes bei Betzenstein finden sich wieder die „Kalminzer“, jene bereits erwähnten

¹⁾ An dem Wege von Auerbach nach Kirchentumbach über Zogenreuth-Eibenstock läßt sich östlich von Eibenstock auch auf dem oberen braunen Jura eine dünne Überdeckung erkennen, die Hornsteine, große Quarze, seltener quarzitisches Sandsteinbrocken, enthält. Nachdem wir die Höhe erreicht haben, finden wir Weiß-Jurakalksteine und östlich der Höhe in Sandgruben unregelmäßig geschichteten, meist feinkörnigen Sand ohne Hornsteinknollen aufgeschlossen.

Blöcke quarzitischen Sandsteins, die mit ihren eigentümlich glatten Flächen einen so charakteristischen Habitus besitzen, daß man sie schon von weitem erkennen kann.

Im Grenzgebiete zwischen dem Veldensteiner Sandstein und den weiter im Westen aufragenden Dolomithfelsen liegen die merkwürdigen, winzigen Vorkommnisse von Kalkstein der oberen Kreide (Turon), die zuerst von GÜMBEL aufgefunden und von mir noch einmal beschrieben wurden.

Auch breccienartige Gesteine sind hier zu erwähnen. So gibt KOHLER (a. a. O. S. 86) im Muierholz zwischen Betzenstein und Ottenhof an: „Sandablagerungen, die ein Konglomerat aus dem Veldensteiner Sandstein zum Teil mit Dolomithbrocken und Letten darstellen“. Ein anderes breccienartiges Gestein fand ich beim Dorfe Mergners: Trümmer von Jurakalk, verkittet durch eine gelbe Masse von Mergel mit eingebackenen Quarzkörnern. Auch bei dem einen Kreidevorkommen bei Hüll, westlich der Straße nach Betzenstein, lag ein Block einer Breccie, bestehend aus Trümmern von Jurakalk (jedenfalls oberster Jura), tonigem oder sandigem Lehm sowie groben Quarzkörnern von grauer oder auch rötlicher Farbe, alles durch kalkige Zwischenmasse zu einem kompakten Gestein verkittet, in dem jedoch die Lehmtrümmer zerreibliche, leicht herauswitternde Partien bilden. Vielleicht handelt es sich bei diesen Breccien um durch kalkige Sickerwasser verkittete Ausfüllungsmassen von Trichtern. In den Taschen der höher gelegenen Dolomithkuppen, südwestlich von Betzenstein, findet man vielfach Sande, z. B. an der Straße nach Waiganz. An der nordwestlichen Seite dieser Straße fand ich grünlichen Sand. Neben dem Kreidekalkvorkommen oberhalb des Mergnerser Angers war als Lesestück auf dem Acker auch ein Stück grünlichen Sandsteins vertreten¹⁾.

v. GÜMBEL gibt als Liegendes der Turonkalke glaukonitischen Sand an und glaubte eine regelrechte Schicht von 25 cm Mächtigkeit annehmen zu dürfen, die ein Äquivalent des cenomanen Grünsands der Regensburger Gegend darstellen sollte.

Nach der Auffassung, die ich in den genannten „Vorstudien zu einer neueren Untersuchung der Albüberdeckung im Frankenjura“ dargelegt habe und deren weitere Nachprüfung durch einen größeren künstlichen Aufschluß erwünscht

¹⁾ Die Untersuchung eines Dünnschliffs dieses Sandsteins u. d. M. zeigt etwas abgerundete Quarzkörner von etwa $\frac{1}{3}$ mm Durchmesser. Chloritische und zersetzte glaukonitische Materialien bedingen die grüne Färbung. Ferner kommen vor Glimmerblättchen, Zirkon, Feldspat mit Zwillinglamellen, Eisenerzpartikeln von unregelmäßiger Begrenzung.

wäre, handelt es sich jedoch beim Vorkommen am Mergnerer Anger gar nicht um eine regelrechte Schichtenfolge, sondern um eine ehemalige Schlottenausfüllungsmasse (durch „unterirdische Dolinenbildung“ entstanden?). Die glaukonitischen Sande dürften umgelagerte Reste ehemaliger turonischer Schichten sein. Wie früher beschrieben (a. a. O. S. 328) kommen auch glaukonitischer Sandstein und Kalkstein als winzige, vereinzelte Einschlüsse in den Turonkalksteinen vor, ein Beweis, daß derartige Gesteine bei der Bildung der letzteren in der Gegend schon vorhanden gewesen sind.

Gebiet zwischen dem Veldensteiner Forst und der Vilsecker Gegend.

Nördlich von Sulzbach (Oberpfalz) bei Oberreinbach biegt der bis dahin von SO nach NW gerichtete Rand des weißen Jura gegen Osten um auf Vilseck zu. Er ist hier reichlich mit Überdeckungsgebilden, besonders „Kalminzer“blöcken, versehen, die auch weiter nach Nordosten ausgreifen. So findet sich ein großer Block im Dorf Langenbruck nördlich von Vilseck.

Ein von diesen rein-sandigen (hornsteinfreien) Gebilden der Albüberdeckung abweichender Typus wird durch gelbe, weiße, rote etc. Letten repräsentiert, mit zahlreichen Hornsteinknollen. Solche bunten Letten mit Hornsteinen beobachtete ich z. B. auf frischgepflügtem Acker links der Straße von Schlicht nach Sanghof; dicht neben diesem Vorkommen fand sich Sandstein aufgeschlossen.

Ein guter Aufschluß in Schlotten befindet sich nördlich der Bahnlinie von Vilseck nach Großalbershof an der von Schlicht nach Westen an der Bahn entlang führenden Straße: in einem großen Steinbruch in Jurakalk (i¹ der Karte, Bl. Erbdorf) geht der Kalkstein an einzelnen Stellen bis oben hinauf, an anderen aber sind große Löcher in ihn eingesenkt, an deren Wänden man deutlich sieht, daß sie vom Wasser ausgenagt wurden. Die Ausfüllungsmasse besteht aus Sand, Sandsteinbrocken, Tonen und Hornsteinknollen und macht ganz den Eindruck, als ob sie in eine Doline hineingefallen (bezw. hineingeschwemmt worden) sei, vermutlich zu einer Zeit, als noch geschichtete Ablagerungen von Sandstein und Tonen auf dem Jura lagen (vergl. Vorstudien etc., S. 335—336). Der Gedanke, daß das Material in eine bei einer Störung aufreißende Spalte hineingefallen, ähnlich wie es v. KNEBEL bei Wemding im Ries annahm, ist hier ausgeschlossen.

Nördlich von diesem Steinbruch finden sich „Kalminzer“ auf der Jura-Hochfläche; so z. B. zahlreich zwischen Reisach und Oberweißenbach; in diesem Orte gehen sie bis auf die Talsohle herab. Besonders haufenweis kommen „Kalminzer“ bei Weißenberg und Edelsfeld auf der Höhe vor. Auch im Tale zwischen Edelsfeld und Niederarnd liegen einige wenige. Nördlich von Schnellersdorf ist dicht am Ort ein besonders großer Kalminzer gelegen. Einzelne Blöcke findet man dann wieder talabwärts bis Oberreinbach, wo sie wieder häufiger werden. Ein Feld bei Steinbach ist mit „Kalminzern“ stark überstreut; einer der größten davon mißt etwa 4 m in der Länge und 2 m in der Höhe. Steigt man von da gegen Fichtenhof an, so beobachtet man am steilen Gehänge Dolomit, weiter oben, wo das Gelände ebener wird, stellt sich wieder ein typisches Blockfeld um Fichtenhof herum ein, das etwa 60 m höher liegt als das von Steinbach. Ein solches Feld findet sich auch bei Vögels in der Nähe alter Erzgruben und bedeckt einen Höhenrücken, der sich gegen Westen südlich von Namsreuth durchzieht. An einer Stelle ist hier auch eine kleine Sandgrube angelegt, wo die Blöcke im Sande stecken; ich vermochte nicht zu entscheiden, ob sie aus diesem durch Kieselsäure als Bindemittel ausgeschieden sind, oder ob der Sand durch Verwitterung der Blöcke entstanden ist. In nächster Nähe der Blöcke sind hier Farberdegruben angelegt. In dem von Fichtenhof nach Eschenfelden herabziehenden Tale finden sich in der Sohle einzelne Kalminzer-Blöcke, die also sogar den braunen Jura als Unterlage haben können. Sie sind hier so fest, daß sie zu Prellsteinen behauen an einer Brücke Verwendung gefunden haben.

v. GÜMBEL schreibt über diese quarzitischen Gesteine 1868 (Ostbayr. Grenzgeb., S. 459): „Nur bei einigen gelang es, wie z. B. auf der Höhe bei Weißenbach, südwestlich von Vilseck, charakteristische Kreideversteinerungen darin zu entdecken.“ Leider sind diese in der Sammlung des Oberbergamtes zu München jedoch nicht mehr vorhanden, und ich habe solche an Ort und Stelle nicht ermittelt. Allerdings ist auch aus der GÜMBELschen Fundortsangabe nicht zu entnehmen, wo eigentlich die betr. Lokalität liegt. Auch ist aus seinen Angaben nicht ganz klar zu erkennen, ob die Fossilien aus verkieselten Sandsteinen oder aus Hornsteinen stammen. Es erscheint zweckmäßig, die typischen, aus verkitteten Quarzkörnern bestehenden Blöcke („Kalminzer“) von den dichten Quarziten und Hornsteinen getrennt zu halten.

Die Quarzkörner in diesen Kalminzern haben eine sehr

wechselnde Größe, von Bruchteilen eines Millimeters bis zu mehreren Millimetern, ja selbst Zentimetern, ein Wechsel, der oft schon bei einem Handstück in regelloser Weise zu beobachten ist. Die Farbe kann fast rein weiß sein, auch schwärzlich oder rötlich. Die Kalminzer sind in der Gegend noch weiter verbreitet, z. B. bei Königstein (Opf.), wo man sie in verschiedenen Höhenlagen, und zwar stets auf den flacheren Stellen des Geländes, beobachten kann.

Ein lehrreicher Aufschluß befindet sich nördlich von Funkenreuth bei Königstein (Opf.), wo die Straße einen Dolomitrückens durchschneidet, unterhalb des mit 592 m auf dem Blatt des „Topogr. Atlas“ bezeichneten Punktes. Allem Anschein nach handelt es sich um eine ehemalige Schlotte, deren Begrenzung aber auf der Südseite durch die Erosion bei der Talbildung fortgenommen wurde, während sie im Norden an der westlichen Seite der Straße mit fast senkrechter Wand von einem Dolomitfels begrenzt wird. Verfolgt man von diesem gegen Süden abwärts den Aufschluß an der westlichen Straßenseite, so findet man zunächst eine gelbliche lehmig-sandige Masse, in der einzelne Bruchstücke eines feinkörnigen Sandsteins unregelmäßig verteilt sind. Diese Stücke sind weiß oder rot; schichtweise erfolgender Wechsel der Korngröße konnte in ihnen beobachtet werden. Gegen Süden folgen größere Einlagerungen weißlichen (auch roten) Tones. Nachdem der Aufschluß sich so ca. 8 m weit fortgezogen, folgt ein auffallend intensiv rotes (z. T. mit gelben Flecken versehenes) Gestein, aus Ton mit feinkörnigem Sand bestehend. Es ähnelt sehr einem solchen, das ich bei Bieberbach (Ofr.) fand. Es zieht sich, soweit der Aufschluß erkennen läßt, ca. 7 m weit fort. Die Ausfüllungsmassen werden einige Meter weiter südlich von einem Dolomitfels unterbrochen, um sich dann wieder einzustellen. Während oben im Hauptaufschluß keine Hornsteinknollen beobachtet wurden, treten sie weiter unten auf, und wir finden dann die bekannte tonige, sandige, hornsteinführende Bildung aufgeschlossen. Eine Deutung der Entstehung dieser Ausfüllungsmasse habe ich (a. a. O. S. 336) gegeben und möchte glauben, daß dabei den von KATZER als „unterirdische Dolinenbildung“ beschriebenen Vorgängen ähnliche im Spiele waren¹⁾.

¹⁾ Sandige Einlagerungen sah ich auch in dem z. T. Erz enthaltenden Ocker, der in einer bis 12 m tiefen Grube in Loch bei Königstein gegraben wurde. So z. B. feine Sande in Butzen und Streifen, die steil bis seiger stehen; einzelne Partien eines gröberen Sandes haben große

Gegend nordwestlich vom Veldensteiner Forste.
(Gösweinstein—Bieberbach.)

Im Marktflecken Gösweinstein hat NEISCHL 1902 bei der Rohrlegung für die Wasserleitung das Hangende des Dolomits untersucht, das er als eine „intensiv kirschrot gefärbte Lehmerde in allen möglichen Farbentönen“ von 1 bis 2 m Mächtigkeit beschreibt (Die Höhlen d. Fränk. Schweiz, S. 23).

Einen 1 $\frac{1}{2}$ m mächtigen Aufschluß in der „gemischten“ Überdeckung beobachtete ich in einer Sandgrube östlich von Gösweinstein, südlich der nach Pottenstein führenden Straße (dem Dorfe Bösenbirkig gegenüber). Die Masse bestand aus Sand, eckigen Hornsteintrümmern, gelben, weißlichen sowie intensiv roten Letten, letztere nur an beschränkten Stellen; die Letten sind z. T. ziemlich rein. An einer Stelle fand sich auch undeutliche Schichtung in einem aus weißlichen sandigen Letten und rotbraunem tonigen Sand bestehendem Material. Weiter östlich befindet sich eine Grube, die nur Sand führt.

In einem nördlich der Straße Gösweinstein—Pottenstein, nicht weit von Hühnerloh gelegenem Wäldchen liegt ein Blockfeld von Kalminzern, die auf der Unterseite im Sande stecken.

Die Gegend von Bieberbach ist wieder durch große Blockfelder ausgezeichnet. Wenn man sich diesen von Gösweinstein her nähert, findet man Blöcke schon in dem Gebiete, wo auf Bl. Bamberg noch t = lehmige Albüberdeckung kartiert ist, so am Wegweiser an der Teilung der Wege von Bieberbach nach Hartenreuth und Etzdorf neben einem Weiher.

Ein richtiges Blockfeld liegt an der Flurgrenze von Hartenreuth und Bieberbach; wo die Blöcke nicht allzu zahlreich waren, hat man sie vielfach gesprengt, ausgehoben und entweder verarbeitet oder an den Rainen reihenweis aufgestellt, um so das Land für Äcker oder Weiden nutzbar zu machen. Nur einige allzu blockreiche Flächen liegen ganz brach. Besonders große Blöcke befinden sich östlich der Straße Gösweinstein—Bieberbach beim ersten Hause von Bieberbach, wo sie aus sandiger Unterlage aufragen. Dicht daneben ist ein intensiv roter, weicher, gleichmäßig feinkörniger Sandstein aufgeschlossen. Die Kalminzer sind ferner gegen Wichsenstein

Ähnlichkeit mit dem Material der Kalminzer, nur daß sie bergfeucht und weich sind. Über der Farberde wurde eine mehrere Meter mächtige Schicht groben Sandes (nach Aussage des Aufsehers) durchteuft.

hin und neben der Straße Bieberbach-Leimersberg in großer Zahl und auf weite Erstreckung zu sehen¹⁾.

Gegend von Oberailsfeld—Eichenbirkig—Schönhof.

Auf der Hochfläche nordwestlich von Oberailsfeld sind die Kalminzer wieder reichlich vertreten. Z. B. findet man sie mehrfach gerade neben den Wegweisern. Die größte Anhäufung erreichen sie neben dem Wege von Schönhof nach Rabeneck.

Am Wege von Eichenbirkig nach Oberailsfeld trifft man einen beständigen Wechsel von Dolomitmäulen und Überdeckung, in der sich sowohl Kalminzer als auch stellenweise Hornsteinknollen befinden, obwohl sie als lehmige Überdeckung kartiert ist.

Unmittelbar unterhalb von Oberailsfeld, an der nordwestlichen Talwand, wurde, obwohl nur t = lehmige Überdeckung kartiert ist, reiner Sand aufgefunden und in einer großen Sandgrube aufgeschlossen. Rechts und links stehen Dolomitmäulen an; ein solcher erhebt sich auch zwischen der Grube und dem Ailsbach, so daß zu schließen ist, daß der Sand eine Tasche des Dolomits ausfüllt; leider ist in der Grube zurzeit nirgends die Grenze gegen den Fels erreicht, so daß ein öfterer fachmännischer Besuch bei weiterem Fortschreiten des Abbaues wünschenswert ist.

Die Grube zeigt in großer Mächtigkeit reinen weißen Sand, äußerst wenig mit Ton verunreinigt. Schichtung ist durch Wechsel der Korngröße z. T. schwach angedeutet. An der Rückwand der Grube befand sich im Sand eine Tasche voll von gelben Letten, Sand, Feuerstein und roten Letten, zum großen Teil durch abgestürzte Massen verdeckt; doch war die von Letten ausgekleidete Grenze gegen den weißen Sand rechts sichtbar in senkrechter Stellung²⁾.

¹⁾ Ein Dünnschliff von einem nordöstlich von Hiltboldstein (Ofr.) neben der Straße Gräfenberg—Pegnitz liegenden Kalminzer zeigt Quarzkörner von ca. 0,1—0,8 mm Dicke, bestehend aus einem durch Eisenoxyde getrübbtem Kern und einem wasserklarem Rande, der bei gekreuzten Nicols mit dem Kern zugleich auslöscht und die Kristalle teilweise regeneriert und verkittet hat. Von Turmalinstückchen war eins von ca. 0,1 mm Durchmesser stark abgerundet. Ferner kommen Zirkone vor und schwarze Partikeln von Eisenerz.

²⁾ In der Umgegend von Oberailsfeld waren, dank dem Bestreben anderer Besitzer, auf ihren Grundstücken ebenfalls die geschätzten Sande zu ermitteln, mehrfach Aufschlüsse angelegt, die aber nur die „gemischte Überdeckung“ getroffen hatten.

Gegend von Hollfeld.

In der Hollfelder Gegend befindet sich der beste Aufschluß im Veldensteiner Sandstein am Einschnitt der neuen Bahnlinie (Bayreuth—Hollfeld) zwischen Plankenfels und Wadendorf. Allerdings lassen sich dort Beobachtungen bei weitem nicht mehr so günstig anstellen, wie es bei der Ausführung der Ausschachtungsarbeiten der Fall gewesen wäre. Vielleicht hätten sich, wenn bei diesen ein Sachverständiger zugegen gewesen wäre, Pflanzenreste auffinden lassen, durch die die schwierige, seit langem umstrittene Frage nach dem Alter dieser Schichten mit einem Schlage gelöst worden wäre¹⁾.

Wenn man sich vom Bahnhof Plankenfels her dem Aufschluß nähert, findet man zunächst eine Dolomitzuppe angeschnitten. In diese sind, ähnlich wie bei Regensburg (Walhallastraße), Taschen eingesenkt, die mit kompaktem, aber wenig festem Sandstein und Tonen erfüllt sind. An einer Stelle sieht man, wie eine solche Partie von Sandstein durch eine weißliche und grünliche (bei Berührung mit dem Dolomit gelbe) Lettenlage vom Dolomit getrennt wird. Ein Nachrutschen der Sandsteinmassen hat hier nach Herstellung der Bahn stattgefunden, was sich bei besserer Kenntnis des geologischen Aufbaues wohl hätte vermeiden lassen.

Der Sandstein ist teils feinkörnig, teils recht grobkörnig, ohne daß wagerechte und regelmäßige Grenzen der verschiedenen Partien vorhanden wären. Beim nächsten Einschnitt zeigt sich links noch ein Dolomitfelsen; dann folgen unregelmäßige Sandsteine und Tonlagen. Die Sandsteine enthalten stellenweise undeutliche Pflanzenreste. Die Letten haben grauviolette und schwarze Farbe, letztere rührt von kohliger Substanz her. An Stücken, die beim Graben des Einschnittes herausgeworfen wurden, sieht man noch zerreibliche kohlige Partien und andere Pflanzenreste, leider keine bestimmbar. Die Sandsteine zeigen meist keine rechte Schichtung, nur unregelmäßige Klüftung. Auch wo Schichtflächen erkennbar sind, ist die Lagerung höchst unregelmäßig; es finden sich

An der neuen Straße von Unterailsfeld nach Beringersmühl findet man häufig in dem angeschnittenen Gehängeschutt Sandsteinblöcke, Quarzkörner und Letten, obwohl Überdeckung nur auf der Höhe, und zwar als lehmige kartiert ist.

¹⁾ Es ist sehr bedauerlich, wenn wie hier den interessierten geologischen Instituten von der Herstellung solcher Aufschlüsse keine Nachricht zugeht.

Einfallswinkel bis zu 45° . Am Ende des dritten Einschnittes zeigt ein etwas größerer Schichtkomplex ziemlich gleichsinnige Lagerung, bei einem Einfallen gegen NNW mit 15° .

Wie diese unregelmäßige Lagerung zu erklären sei, ist eine schwierige Frage. Mir scheint es am wahrscheinlichsten, daß sie auf Auslaugung des Untergrundes zurückzuführen ist. Diese Ansicht würde an Wahrscheinlichkeit gewinnen, wenn man auch die geneigte Lage der Dolomithänke an vielen Stellen der Fränkischen Schweiz auf dieselbe Ursache zurückführen könnte. Doch wird für diese Dolomithänke von WALTHER primäre Übergußschichtung angenommen. Es könnten aber auch die bei Plankenfels vorbeistreichenden Dislokationen einen wesentlichen Anteil an den Störungen in den Überdeckungsschichten haben.

Alter der Überdeckung im Nordgau.

Zur Klärung dieser so außerordentlich verschieden beantworteten Frage scheint es mir sehr wesentlich, auseinanderzuhalten, 1. wann die Quarz- und Tonmassen über den Jura herübertransportiert wurden, 2. wann sie ihre jetzige Ausbildungswiese erreicht haben.

Für die Herbeischaffung könnte man die Zeit vom Cenoman bis Obermiocän heranziehen. Manche Bildungen in der Überdeckung haben große Ähnlichkeit mit den altcenomanen Trichterausfüllungsmassen, die in der Regensburger Gegend unter den marinen Cenomanschichten liegen. Dagegen dürften diese selbst nur bis in die Amberger Gegend verbreitet gewesen sein (nach KOHLERS Untersuchungen). Erst das Turonmeer transgredierte weiter und hinterließ seine nordöstlichsten Spuren bei Betzenstein. Doch ist es wahrscheinlich, daß es außer diesen Kalksteinen noch mehr Sedimente hinterlassen hatte, die später wieder fast gänzlich zerstört wurden. Ob die in den Bahneinschnitten bei Plankenfels (Ofr.) und Auerbach (Opf.) aufgeschlossenen Schichten auch dieser Zeit zuzuschreiben sind, wie KOHLER glaubt, ist mir sehr zweifelhaft.

Leider ist ja das Altersverhältnis der eben genannten Schichten zu den als obermiocänen Alters angenommenen Verwerfungen noch nicht völlig geklärt. Aber auch wenn sie älter sind als diese, so brauchen sie noch nicht gleich in die Kreide zu gehören, da man sie vielleicht als Äquivalente der älteren Braunkohlenschichten auffassen könnte, wozu auch paßt, daß sie nördlich von Auerbach (Opf.) keine Versteinerungen außer unbestimmbaren Pflanzenresten geliefert haben.

Die Zeit der Umlagerung dieser Schichten wird in allen Epochen von ihrer Bildung bis zur Jetztzeit zu suchen sein. Jedenfalls spielte dabei der Umstand eine große Rolle, daß, während sie selbst für die chemische Auflösung kaum angreifbar waren, der Jura-Kalk und Dolomit unter ihnen ausgelaugt werden konnte. So brauchen sie nicht mehr auf demjenigen Niveau des Jura zu liegen, auf dem sie ursprünglich abgesetzt wurden, sondern konnten bis auf den oberen braunen Jura herabsinken. Wo aber mechanische Vorgänge den Eisen-sandstein des braunen Jura entfernen konnten, mußten auch die letzten Reste der Überdeckung mit zerstört werden.

5. Die Stratigraphie des Hunsrückschiefers und der Untercohlenschichten am Mittelrhein nebst einer Übersicht über die spezielle Gliederung des Unterdevons mittelhheinischer Facies und die Faciesgebiete innerhalb des rheinischen Unterdevons.

Von Herrn ALEXANDER FUCHS.

Mit 2 Textfiguren.

Als ich im Jahre 1899¹⁾ versuchte, Hunsrückschiefer und Untercohlenschichten am Mittelrhein spezieller zu gliedern, als das bisher üblich war, ging ich von der durch direkte Beobachtung erkannten Tatsache aus, daß innerhalb der großen rheinischen Unterdevonstufen paläontologische und petrographische Unterschiede vorhanden sind, die in unzweifelhaftem Zusammenhange mit einer natürlichen Gliederung der Schichten stehen. Mein Augenmerk richtete sich also darauf, diese in wissenschaftliche Form zu bringen und sie durch eine meiner Darstellung beigegebene Karte zu veranschaulichen. Eine in allen Einzelheiten erschöpfende Aufnahme zu liefern, verbot mir damals noch die knapp bemessene Zeit, sodann die Notwendigkeit, meine Studien zuvor über größere Gebiete auszudehnen.

In den letzten Jahren habe ich nun — unbeirrt durch die abweichenden Anschauungen anderer Forscher — meine Untersuchungen erweitert und sie gegenwärtig zu einem gewissen Abschluß gebracht. Genauer erforscht wurde ein Gebiet, welches im Westen begrenzt wird vom Rheintal zwischen Lorch und Kestert, im Süden vom Wispertal von Lorch bis Dickschied, im Osten vom Herzbachtal bis Nauroth und einer etwa über den Grauen Kopf bei Zorn, Kloster Gronau, Martenroth bis Holzhausen auf der Heide und Pohl bei Singhofen gedachten, im Norden von einer etwa über Buch, Nastätten, Ölsberg, Ruppertshofen, Himmighofen, Eschbach, Dahlheim bis Kestert laufenden Linie.

¹⁾ A. FUCHS: Das Unterdevon der Loreleigegend. Inaug. Diss. Jahrb. des nassau. V. f. Naturkunde 1899.

In allen wesentlichen Punkten fand ich hierbei meine frühere Auffassung bestätigt, wenn es auch im einzelnen manches zu erweitern und zu berichtigen gab. Insbesondere hat sich die Möglichkeit einer spezielleren Gliederung für das ganze in Frage kommende Gebiet herausgestellt, und es zeigte sich ferner, daß ohne eine solche hier ebensowenig wie anderwärts stratigraphische Fragen mit Erfolg gelöst werden können.

Dies sei vorweg bemerkt, weil neuerdings Herr Prof. E. HOLZAPFEL versucht hat, meine früheren Ausführungen durch eine in der Hauptsache ablehnende Kritik zu widerlegen¹⁾. Somit bin ich genötigt, dem genannten Forscher mit Tatsachen gegenüberzutreten. Dabei können im Rahmen dieser vorläufigen Mitteilung nur die wichtigsten Punkte herausgegriffen werden, und ich muß mich im übrigen auf den Hinweis beschränken, daß eine eingehende Begründung meines Standpunktes demnächst im Jahrbuche der Preuß. geol. Landesanstalt erscheint.

Bevor nun an die Erörterung einzelner Punkte herangetreten wird, sei es gestattet, zur Orientierung eine Übersicht über die speziellere Gliederung des gesamten Unterdevons mittelhheinischer Facies zu geben, soweit dies nach dem heutigen, immer noch unvollkommenen Stande des Wissens überhaupt möglich ist:

Übersicht über die Gliederung des Unterdevons mittelhheinischer Facies.

I. Gedinneschichten (Gedinnien):

J. GOSSELET 1880/1900.

a) Untere Gedinneschichten:

1. Konglomerate von Fepin; nur lokal entwickelt; Ardennen, hohes Venn. Am Mittelrhein sind konglomeratische Lagen nur untergeordnet entwickelt (nach LEPPLA), desgleichen im östlichen Taunus.
2. Arkosen von Weismes: Ardennen, hohes Venn; mit Fauna bei Gdoumont unfern Malmedy: *Spirifer Mercuri*, *Sp. Dumontianus*, *Cyathophyllum binum*. Horizont am Mittelrhein und im östlichen Taunus nicht bekannt.

¹⁾ Erläuterungen zu Blatt St. Goarshausen der Kgl. Preuß. geol. Landesaufnahme. 1904.

3. Schichten von Mondrepuits: mit *Dalmanites*, *Homalonotus Roemeri*, *Beyrichia Richteri*, *Spirifer Mercuri*. Nicht entwickelt am Rhein und im östlichen Taunus.

b) Obere Gedinneschichten:

4. Rötlich-violette Schiefer von Oignies = bunte Taunusschiefer (= Phyllite); reich entwickelt im Hunsrück, am Mittelrhein und im östlichen Taunus; mit *Cyathophyllum cf. binum* in der Gegend von Wiesbaden (nach v. REINACH).
5. Schichten von St. Hubert: Quarzige Schiefer, Quarzite und Sandsteine.
6. Hermeskeilschichten = Glimmersandstein K. KOCH. Nicht sehr feste, glimmerreiche Sandsteine, Arkosen und Quarzite mit grauen, sandigen Schiefern. Nach LEPPLA am Mittelrhein in inniger Verbindung mit dem Gedinien stehend; verbreitet im Hunsrück, am Mittelrhein und im östlichen Taunus.

(5. und 6. vielleicht Äquivalente.)

II. Taunusschichten (Taunusien, Taunusquarzit):

A. LEPPLA 1899/1904.

1. Unterer Taunusquarzit: Hellgraue bis weiße Quarzite mit untergeordneten Tonschieferlagen; Teufelskadrich, Jägerhorn — Kammerforst usw.
2. Oberer Taunusquarzit: Graue bis hellgraue Quarzite wechsellagernd mit dunkeln und grauen, oft quarzitischen und sandigen Schiefern; reiche Fauna in den Quarziten: *Kochia capuliformis*, *Rensselaeria strigiceps*, *R. crassicosta*, *Spirifer primaevus* usw. Ehrenfels, Leiengipfel bei Rüdesheim, Stromberger Neuhütte bei Stromberg usw.

III. Hunsrückschichten (Hunsrückien, Hunsrücksschiefer):

A. FUCHS 1899/1905.

- a) Unterer Teil: Vorwiegend dunkle Tonschiefer; Grauwackenschiefer und Grauwackensandsteine sehr zurücktretend; paläontologisch am Mittelrhein nicht näher durchforscht¹⁾.

¹⁾ Im Sommer 1906 gelang es dem Verfasser, bei seinen Aufnahmen auf dem Bl. Langenschwalbach in reinen Tonschiefern dieses

- b) Oberer Teil: Reine dunkle Tonschiefer mit reichlichen Einlagerungen rauher Grauwackenschiefer, mittel-feinkörniger Grauwackensandsteine und selten auch fester Quarzite. Häufig Pyritkonkretionen in den Geoden der Schiefer.
1. Horizont mit *Spirifer explanatus* oder Lorchhauser Horizont: Vorwaltend reinere Tonschiefer mit Lagen von Grauwackenschiefern, Grauwackensandsteinen und selten quarzitischen Bänken.
 - a) Im unteren Teile der Schichtenfolge rauhe Schieferbank mit zahlreichen Brachiopoden und Lamellibranchiern (*Anoplothea venusta* — häufig — *Spirifer arduennensis* var. *antecedens*, *Cyrtina heteroclyta*, *Pterinaea* sp. usw.); Wolfsloch, Kammerburg im Wispergebiet.
 - β) Darüber mächtiger Dachschiefer mit *Spirifer explanatus*, *Sp. arduennensis* var. *antecedens*, *Acanthocrinus rex* — Grube Charlottenburg im Herrnsbachtal —; in den Schiefeln isolierte Grauwackenschiefer- und Grauwackenbänke mit derselben Fauna.
 - γ) Im Zentrum der Schichtenfolge Grauwackenzug der Scheuer bei Sauertal mit *Spirifer assimilis*, *Spirifer arduennensis* (*antecedens*), *Sp. incertus*, *Atrypa reticularis*, *Gosseletia carinata* usw.
 - δ) Im Hangendsten vorwaltend Schiefer mit vereinzelt Grauwacken- und Grauwackenschieferbänken mit *Spirifer arduennensis* (*antecedens*).
 2. Sauertaler Horizont: Reine Tonschiefer mit reichlichen Lagen von Grauwackenschiefern und Grauwackensandsteinen; Arduennensis- und Chonetesbänke, *Spirifer Hercyniae* (sehr selten), *Cyrtina heteroclyta*, *Pterinaea expansa*, *Odontoptera lamellosa*, *Nucula decipiens* usw.; Rheintal südlich Caub, Sauertal, Tenneberg, Werkerbachtal, Espenschied.
 3. Horizont mit *Agoniatites falcistria* oder Cauber Horizont: Vorwaltend dunkle Tonschiefer mit Lagen rauher Grauwackenschiefer und sehr selten vereinzelter Grauwackenbänkchen; Gänge weißen Gebirges. Reiche Cephalopoden- und Trilobitenfauna,

Horizontes Geoden mit einer interessanten Beyrichien- und Tentaculitenfauna anzufinden; dazu treten einige Brachiopoden (*Rhynchonella*, *Spirifer*, *Lingula*) und Lamellibranchier. Nähere Mitteilungen folgen demnächst.

Einzelkorallen. Hauptlagerstätte des Cauber Dach-schieferbergbaues.

4. Zone mit *Spirifer mediorhenanus*, *Spirifer assimilis* und den Hauptreticularisbänken oder Bornicher Horizont: Mindestens 225 Meter mächtige Folge flaseriger, fester, dickbankiger, transversalschiefrieger Grauwacken und Grauwackenschiefer. Reine Tonschiefer sehr untergeordnet, selten Quarzite. Arduennensis- und Chonetesbänke, Reticularisbänke, reiche Brachiopodenfauna, zahlreiche Lamellibranchier. Paläontologisch und petrographisch sich eng an den oberen Hunsrückschiefer anschließend. Weithin verfolgbares Leitniveau; von A. FUCHS früher als „Zone des *Spirifer assimilis*“ an die Basis der Untercoblenschichten gestellt. Hierhin auch A. LEPPLAS „sandige Schiefer und Grauwacken zwischen Hunsrückschiefer und Untercoblenschichten“ auf Bl. Algenroth; desgleichen E. KAYSERS „Coblentzquarzit“ vom Grauen Kopf bei Holzhausen auf der Heide, der Quarzit im Clausertal und an der Lorelei. Ferner nach A. LEPPLA die Grauwacken des Dhronales im Hunsrück.

IV. Untercoblenschichten.

A. FUCHS 1899/1905.

1. Zone des *Prosocoelus Beushauseni* und der Cypricardellenbänke = Basis der Untercoblenschichten:
 - α) Zu unterst plattige Sandsteine mit sandigen Schiefern und Grauwackenschiefern; Untercoblensfauna ohne *Atrypa reticularis*.
 - β) Darüber 70 bis 100 Meter mächtige, fast geschlossene Folge mittel- bis dickbankiger fester Sandsteine, untergeordnet rauhe, sandige Schiefer; Bank mit *Rhynchonella pila* an der Basis; weiche, feinsandig zerfallende, oft glimmerreiche Sandsteinbänke mit *Prosocoelus Beushauseni* und sehr reicher Lamellibranchierfauna, ferner *Spirifer Hercyniae*, *arduennensis* — *antecedens* — *subcuspidatus* etc.; Laticostabänke; 10—15 cm mächtige Cypricardellenbank, meilenweit verfolgbar: Spitznack, Nastätten, Rettert; wahrscheinlich auch im östlichen Taunus. — Hierhin das Vorkommen von Landstein im östlichen Taunus (Weiltal) und viel-

leicht dasjenige von Neuweilnau-Riedelbach und der Tenne. — Gänge weißen Gebirges, keine Porphyroide.

2. Schiefer der Eeg mit Porphyroid α :

- α) Unten vorwiegend rauhe Grauwackenschiefer, nicht selten mit Pyritkonkretionen; Venustabänke, Bänken mit Pleurotomarien, dann Arduennensisbänke mit *Platyceras Eegense* und zahlreichen Brachiopoden sowie einigen Lamellibranchiern; häufig Crinoiden; Porphyroid α .
- β) Im oberen Teil der Schichtenfolge reinere Schiefer mit Sandsteinbänken und reicher Fauna, darunter Bank mit *Murchisonia* etc. — Einige Gänge weißen Gebirges.

3. Zone der *Beyrichia devonica*, *Lodanella mira* und des *Palaeosolen costatus* oder Lierschied-Singhofener Horizont; Porphyroide β :

- α) Quarzite der Rödershell bei Lierschied an der Basis; gleich darauf Schiefer mit Brauneisenschmitzen und eisenschüssigen sandigen Linsen, die reiche Fauna, darunter Bänken voll *Beyrichia devonica*, enthalten: Nochern, Rödershell; Porphyroide β im Nocherner Tal, im Feuerbachtal N Horst etc. Die „Coblenzquarzite“ E. KAYERS von Ndr. Tiefenbach und Pohl hierher; bei Pohl in denselben quarzitisches Lagen voll *Beyrichia devonica*. Ferner hierher die Quarzite vom Langhals bei Anspach, vom Weilsberg bei Oberreifenberg und die Sandsteine im Köpperner Tal südlich Wehrheim mit *Beyrichia devonica*. Massenhaft Diabasgänge (weißes Gebirge) am Mittelrhein.
- β) Schiefer und Grauwacken, darunter helle, weißgraue, quarzitisches Bänke, diese sehr charakteristisch und weithin erkennbar, mit reicher Fauna, darunter *Lodanella mira*; zahlreiche Porphyroide: Rheintal zwischen St. Goarshausen und Wellmich, Nocherner Tal (Sellsbach), das bekannte Porphyroid vom Weißstein bei Singhofen etc. — Hierher die Vorkommen von Bodenrod und Wernborn im östlichen Taunus und vielleicht das Vorkommen vom Würbental im Altvatergebirge. — Massenhaft Diabasgänge am Mittelrhein.
- δ) Oberste Partie mit Einlagerungen fester Quarzite und quarzitischer Sandsteine: Burg Maus,

Weyer; Porphyroid der Burg Maus. Bänke voll *Strophomena explanata* mit zahlreichen Gastropoden und Lamellibranchiern.

4. Wellmicher Horizont mit den Porphyroiden γ :

- α) Schiefer und Sandsteine, letztere zurücktretend, keine Quarzitzüge; Porphyroid Wellmicher Tal — Weyer-Reichelsteiner Tal. Diabasgänge.
- β) Nach oben stärkere Grauwackenbänke sehr zurücktretend; dünne Schiefer- und Sandsteinbänkchen in vielfachem Wechsel, daher infolge der Faltung zur welligen Struktur neigend. Höchste Porphyroide: Lindberg — Dietzkopf — Prath — Dahlheim, Pullsbachtal — Oberkestert. Zahlreiche Diabasgänge; Lamellibranchier, Gastropoden, Brachiopoden.

F. MAURER 1886 — E. HOLZAPFEL 1893.

- 5. Schiefer von Kestert und Kamp ohne Porphyroide, noch nicht weiter gegliedert; vielfach hunsrückschieferartig, besonders nach oben, doch mit Untercoblenzfauna; im Hangendsten die Schichten vom Nellenköpfchen mit der bekannten Lamellibranchierfauna (glimmerreiche, milde, sandig-blättrige Schiefer voll Haliseriten und milde, graublaue Sandsteine).

V. Obercoblenzschichten.

E. KAYSER 1880/1884.

- 1. Coblenzquarzit: Feste Plattensandsteine und Quarzite mit reicher Lamellibranchierfauna, besonders Myophoriabänken, Brachiopoden und seltener Echinodermen.

Hierher wahrscheinlich die Plattensandsteine vom Billiger Wald und Speckelstein im Liegenden der Soetenicher Mulde (A. FUCHS 1904).

O. FOLLMANN 1891 — (F. MAURER 1886 ex p.).

- 2. Chondritenschichten mit den Homalonotus-gigasbänken:
 - α) graubraune Plattensandsteine;
 - β) feste, plattige Sandsteine mit Bänken voll *Homalonotus gigas*.

Reich entwickelt in der Gegend von Coblenz. In der nördlichen Eifel im Liegenden der Soete-

nicher Mulde durch die Billiger Schiefer und Grauwacken vertreten (A. FUCHS 1904).

3. Zone des *Spirifer cultrijugatus (auriculatus)*:

- a) Feste Grauwackenbänke der Hohenrheiner Hütte mit *Homalonotus gigas* und *Spirifer cultrijugatus*: Hohenrheiner Hütte, Mühlthal oberhalb Rhens, Oberbergersbach bei Kripp.
- β) Uneben brechende, rauhere Tonschiefer, häufig mit Kieselgallen, nur nach unten noch mit sandigen Grauwackenbänken; wichtigstes Vorkommen im Laubachtal bei Coblenz, nach FOLLMANN = den Schichten im direkten Liegenden des Orthoceras-schiefers von Olkenbach, Wittlich, Haiger etc. Hauptlager des *Spirifer cultrijugatus*.

Hierher noch die Vorkommen von Mandeln bei Dillenburg, der kalten Eiche und von Burbach mit *Spirifer cultrijugatus* und *Spirifer speciosus (intermedius)*, ferner die Cultrijugatus-zone der Eifel sowie Belgiens und Nord-Frankreichs.

Hangendes:

Orthoceras-schiefer in Nassau; Mergelschiefer mit Knollenkalk der unteren Eifelschichten (Eifelien) in der Eifel.

Aus dem hier wiedergegebenen Schema läßt sich entnehmen, daß speziellere Gliederungsversuche des mittelhheinischen Unterdevons zu verschiedenen Zeiten, allerdings mit wechselndem Erfolge, gemacht worden sind. Unbestritten jedoch ist bis heute die sorgfältige Gliederung, die GOSSELET für die tiefste Devonstufe, das Gedinnien, durchgeführt hat¹⁾. Sehr wahrscheinlich ist es ferner, daß die Teilung des Taunus-quarzits durch A. LEPLA²⁾ auch für größere Gebiete sich bewähren wird. Endlich sind Coblenzquarzit und Cultrijugatus-zone seit langem als weithin erkennbare stratigraphische Horizonte im höchsten rheinischen Unterdevon anerkannt. Nun kann man meines Erachtens konsequenterweise bei der

¹⁾ J. GOSSELET: Esquisse géologique du Nord de la France. 1880. I. — Derselbe: L'Ardenne. 1900.

²⁾ A. LEPLA: Über meine Aufnahmen im westlichen Rheingau (Blatt Rudesheim und Preßberg). Jahrb. geol. Landesanst. Berlin 1899. — Derselbe: Erläuterungen zu Blatt Preßberg-Rudesheim. 1904.

Gliederung einzelner Stufen nicht stehen bleiben, sondern müßte das Prinzip — wenn einmal als richtig erkannt — auch auf alle Stufen ausdehnen. Dann würde man auch zu keiner derartigen stratigraphischen Inkonsequenz gelangen, wie sie neuerdings in dem sonst so trefflichen Lehrbuche E. KAYSERS zu finden ist, wo beispielsweise der verhältnismäßig doch recht wenig mächtige, dazu nur lokal entwickelte Coblenzquarzit der gewaltigen Schichtenfolge der gesamten Untercoblenzschichten und sodann dem Reste der Obercoblenzschichten als gleichwertige Stufe gegenübergestellt wird¹⁾. Unter dem gleichen Mangel leiden übrigens auch die Arbeiten F. MAURERS²⁾, der unter anderem die Stellung der Schichten vom Nellenköpfchen an der oberen Grenze der Untercoblenzschichten zwar richtig erkannt, sie jedoch zu unrecht der Hauptmasse der Untercoblenzschichten (seiner „unteren Grauwacke“) als gleichwertiges Element gegenübergestellt hat.

Was nun insbesondere die Gliederung der Hunsrückschiefer und der Untercoblenzschichten der Loreleigegend betrifft, so sei noch besonders darauf hingewiesen, daß eine Reihe allgemeinerer und schon vielfach erörterter Fragen nur mit Hilfe derselben gelöst werden konnte, so die Frage nach der oberen Grenze der Hunsrückschiefer und nach der Stellung des bekannten Porphyroids vom Weißestein bei Singhofen. Es wird sich Gelegenheit bieten, hierauf nochmals zurückzukommen.

Nun gibt freilich E. HOLZAPFEL in seiner Erläuterung zum Blatte St. Goarshausen der Meinung Ausdruck, daß meine Darstellung in keiner Weise geeignet war, ihn zu Änderungen in seiner Auffassung zu bewegen, von dem Vorkommen am Vogelsang bei Weisel abgesehen, dessen Stellung er anerkannt hat³⁾. Sodann versucht er nachzuweisen, daß die von mir an

¹⁾ E. KAYSER: Lehrbuch der Geologie, Teil II: Formationskunde.

²⁾ F. MAURER: Die Fauna des rechtsrheinischen Unterdevon ... zum Nachweis der Gliederung zusammengestellt. 1886.

³⁾ Das Vorkommen besitzt übrigens eine Fortsetzung sowohl nach Westen bis nach Caub als auch nach Osten bis in die Gegend von Strüth und Zorn. Beides scheint Herrn HOLZAPFEL entgangen zu sein. Dagegen stellt A. LEPPLA unter anderem die Vorkommen vom Ziegenkopf bei Welterod und vom Grauen Kopf bei Zorn, die ich für Äquivalente der Vogelsangmulde ansehe, mit vollem Rechte an die obere Grenze des Hunsrückschiefers, eine Auffassung, die sich mit der meinigen deckt. Übrigens habe ich schon früher (Jahrb. des nassauischen V. für Naturkunde 54, 1901) bemerkt, daß die faserigen Grauwackenschiefer vom Vogelsang mit reicher Fauna auch an der Schanze bei Lipporn liegen.

die Basis der Untercoblenschichten gestellte „Zone des *Spirifer assimilis*“ oder — wie ich sie jetzt besser nennen möchte — „Zone des *Spirifer mediorhenanus*, *Sp. assimilis* und der Haupt-Retikularisbänke“ = Bornicher Horizont von den Untercoblenschichten in keiner Beziehung verschieden ist. Demgegenüber sei nur auf die schon kürzlich mitgeteilte Tatsache hingewiesen¹⁾, daß eine Fauna, welche mit derjenigen der genannten Zone fast übereinstimmt, bis tief in den Hunsrückschiefer hinuntergeht, während nach oben hin, also in den eigentlichen Untercoblenschichten, jede engere Beziehung aufhört. Freilich ist die von manchen, insbesondere F. FRECH und F. MAURER, gepflogene Methode, mit Hilfe des Abzählens von Fossilien und der Hervorhebung älterer oder jüngerer Formen stratigraphische Horizonte zu begründen, für sich allein durchaus kein geeignetes Mittel zu diesem Zwecke; unsere Kenntnis der vertikalen Verbreitung altpaläozoischer Fossilien ist noch so unsicher, daß Überraschungen auch in Zukunft des öfteren zu erwarten sind. Demgegenüber muß das Hauptgewicht auf die Lagerungsverhältnisse gelegt werden, und sodann wäre, wie bereits in meiner Dissertation hervorgehoben wurde, die Art der Vergesellschaftung der einzelnen Formen sowie das mehrfache Auftreten und Wiederverschwinden charakteristischer Fossilienbänke mehr zu beachten als bisher. Bemerke ich nun noch, daß auch die petrographisch so sehr charakteristischen flaserigen, transversalschiefrigen Grauwacken und Grauwackenschiefer der Zone des *Spirifer mediorhenanus* und *Sp. assimilis* in den eigentlichen Untercoblenschichten gänzlich fehlen, andererseits aber ebenfalls im Hunsrückschiefer weit verbreitet sind, so kann auch heute noch mit vollem Rechte behauptet werden, daß die genannte Zone als ein dem typischen Untercoblenschichten fremdes Element anzusehen ist. Wollte man mit HOLZAPFEL diesen Horizont als mit den Untercoblenschichten aufs engste verbunden betrachten, so müßte folgerichtig der ganze obere und wahrscheinlich auch der untere Hunsrückschiefer als lokale Facies der Untercoblenschichten betrachtet werden. Dagegen kann man jedoch Bedenken haben.

Einer kurzen Erörterung bedürfen noch die Lagerungsverhältnisse auf der Schanze und am Roßstein bei Dörscheid,

¹⁾ A. FUCHS: Über neuere Beobachtungen im Unterdevon der Lorelei-egend. Jahrb. nass. V. für Naturkunde 54, 1901. — Derselbe: Die unterdevonischen Rensselaerien des Rheingebietes. Jahrb. geol. Landesanst. Berlin XXIV: 1903. 1904.

in den Hunsrückschiefer fallen soll, ist doch wohl ausgeschlossen. Übrigens ist auch dieser am tiefsten gelegene Komplex nach S von einer streichenden Verwerfung begrenzt, denn die hangenden Schiefer sind in Wirklichkeit nur das überschobene Liegende, wie ich auf Grund neuerer Beobachtungen annehmen muß. Das Profil an der Schanze ist S. 106 abgebildet.

Bereits vor Jahren wurde mitgeteilt, daß es mir gelang, die Zahl der Porphyroide und Diabasgänge in der Loreleigegend beträchtlich zu vermehren. Auffallenderweise werden sie jedoch auch in der neuesten Darstellung E. HOLZAPFELS zumeist vermißt. Dabei handelt es sich indessen keineswegs um zweifelhafte Gesteine, sondern um Dutzende typischer Vorkommen.

Das südlich von der Lorelei an der Eeg liegende Porphyroid tritt auch landeinwärts zwischen Reichenberg und Reitzenhain sowie bei Niederwallmenach in einem Schichtenkomplex zutage, der schon früher von mir mit demjenigen der Eeg parallelisiert wurde. Das im unteren Forstbachtal (Schweizertal) bekannte, übrigens mehrfach verworfene Porphyroid streicht nicht nur — allerdings nach N verschoben — am Fuße des Rheingehänges aus, sondern liegt auch bei Patersberg dicht vor der Kirche und nicht am Nordende des Dorfes. Seine Fortsetzung wurde im NW-Gehänge des Flachsbarges festgestellt, wo es auf der Höhe noch stark entwickelt ist, während es im Tale unterhalb der Lierschieder Mühle als kaum dcm dicke Lage ausstreicht.¹⁾ Beobachtet ist es ferner jenseits der Lierschieder Störung unter der Burg Reichenberg im linken Gehänge des Hasenbachtals und gegenüber im rechten Gehänge, von wo es mit geringen Störungen bis in die Nähe der Bogeler Mühle verfolgt werden kann; hier schneidet es an einer Querstörung ab; seine nach N verschobene Fortsetzung wird sodann durch das im Wald östlich Auel liegende Stück gebildet.

Sechs weitere, bisher unbekannte Vorkommen treten im Nochermer Tal und in der Umgebung des Molsberger Hofes zutage; das nördlich vom Horst anstehende Porphyroid läßt sich mit NNO-Streichen bis in die Dickheck bei Bogel verfolgen, wo es den Anschluß an ein von HOLZAPFEL aufgefundenes Stück erreicht. Zu erwähnen wäre ferner ein Porphyroid am Stroh-

¹⁾ Dasselbe Verhalten konnte ich an einem typischen Porphyroid bei Arnoldshain im östlichen Taunus (Blatt Feldberg) feststellen; da in beiden Fällen das Wiederauftreten der Porphyroide im Weiterstreichen — und zwar in voller Mächtigkeit — nachgewiesen ist, so kann das Auskeilen nur durch streichende Störungen bedingt sein.

berg bei Wellmich, das in ca. $\frac{3}{4}$ Berghöhe über dem Südende des Porphyroids der Burg Maus beginnt und bis in die Talsohle streicht; es ist die verschobene Fortsetzung des ersteren.

Ein viele Kilometer langes, mehrfach verworfenes Porphyroid liegt im Gebiete des Wellmicher Tales; sein westlichstes Ende stellt ein von HOLZAPFEL im Rheingehänge nördlich Wellmich angegebenes Porphyroid dar. Es tritt dann zunächst im rechten Gehänge des Wellmicher Tales und später, weithin verfolgbar, im linken Gehänge auf, bis es an einer Störung bei Weyer abschneidet; jenseits derselben liegt es, mehrere Hundert Meter nach N verschoben, im Reichelsteiner Tal bei Eschbach und ist, allerdings wieder mehrfach verworfen, bis über den Königskopf verfolgbar. Nur ein kleines Stück dieses langen, versteinungsreichen Zuges hat E. HOLZAPFEL südlich vom Königskopf im rechten Talgehänge erkannt. Ein am Nordende von Ehrental im Rheingehänge liegendes und in die Ehrentaler Schlucht hinüberstreichendes Porphyroid dürfte wohl als die weit nach Norden verschobene Fortsetzung des genannten Porphyroids vom Wellmicher Tale aufzufassen sein.

Zu erwähnen wäre noch das weithin erkennbare Porphyroid vom Lindberg bei Kestert; es streicht — wieder mehrfach verworfen — vom Rheintal über den Dietzkopf ins Pullsbachtal (Rilsbachtal), läßt sich bis Prath und darüber hinaus bis ins Fuchsbachtal südlich Dahlheim verfolgen, wo es an der nämlichen Störung abschneidet wie das Porphyroid vom Wellmicher Tal; jenseits derselben liegt es mit N 35/40° O Streichen bei Dahlheim, wo es HOLZAPFEL erkannte, jedoch ohne sein Streichen richtig zu deuten.¹⁾

Hier wie anderwärts in dem Gebiete zwischen Bornich—St. Goarshausen und Dahlheim ist das Schichtstreichen nämlich nicht nach ONO gerichtet wie in anderen Gebirgstheilen, sondern nach NNO. Abgesehen davon, daß dieses Verhalten schon bei der direkten Verfolgung der Porphyroide sich erkennen läßt, konnte mit Hilfe sehr zahlreicher genauester Schichtmessungen nachgewiesen werden, daß das Streichen bei mehr als 90 % aller Messungen zwischen N 15—40° O Richtung liegt, während eine Richtung von N 45° O oder gar O 20—30° N zu den seltenen Ausnahmen gehört und eigentlich überhaupt erst in den südlicheren Gebirgstheilen, nahe der Hunsrücksschiefergrenze, häufiger

¹⁾ Es steht oberhalb des Dorfes im rechten Gehänge eines Seitentälchens gegenüber dem Starkenberg an und setzt mit dem gewöhnlichen Streichen dieser Gegend — N 35° O — direkt ins linke Gehänge hinüber.

wird. Dieses von E. HOLZAPFEL völlig verkannte Verhalten hat aber eine große tektonische Bedeutung: es steht im engsten Zusammenhang mit der Tatsache, daß der Porphyroide führende Schichtenzug des Unterco-blenz im Rheingebiete lediglich nach dem N-Flügel der Lahnmulde streicht, während die südlicheren Gebirgsteile in der Gegend von Nastätten und Rettert frei von solchen bleiben¹⁾.

Das nach den bisherigen Erfahrungen nördlichste Porphyroid liegt im Lindberg an der Mündung des Pullsbachtals etwas über dem letztgenannten, durchquert das Tal und streicht bis vor den Hahn bei Oberkestert, wo es an einer Verwerfung abschneidet.

Die Zahl der Gänge weißen Gebirges ist besonders im Gebiete der Unterco-blenzschichten eine überraschend große. Sie treten nach den bisherigen Erfahrungen zwar schon im obersten Teile des Hunsrückschiefers auf, jedoch noch in geringer Verbreitung. Erst in der Gegend von St. Goarshausen, Reichenberg, Nochern, Weyer und Ehrental erreichen sie die größte Entwicklung. Außer den bereits bekannt gewordenen haben sich noch ca. 55—60 weitere Vorkommen nachweisen lassen.

Es liegen z. B. im Rheingehänge südlich der Burg Katz deren 5, im unteren Forstbachtal (Schweizertal) 7; im Hasenbachtal zwischen Patersberg—Reichenberg und der Bogeler Mühle 8; geradezu gespickt von solchen ist das untere Nocherne Tal und dessen Oberlauf, das Sellsbachtal bis zum Jung-holzer Loch (einer Seitenschlucht des Himmighofer Baches); werden doch in diesem Gebiete, unter Zurechnung der im Feuerbachtal N vom Horst gelegenen Gänge, nicht weniger als 41 Vorkommen gezählt. Im Rheingehänge zwischen St. Goarshausen und Wellmich liegen etwa 7 Gänge, zwischen Wellmich und dem Pullsbachtal 13. Übrigens nehmen sie nach Norden rasch an Verbreitung ab; im Wellmicher Tal sind bisher nur 2 Vorkommen bekannt; im Reichelsteiner Tal N Weyer wurde noch eins und bei Dahlheim kein einziges mehr beobachtet. Nur am Lindberg nahe der Mündung des Pullsbachtales (Rilsbachtals) treten sie nochmals in größerer Zahl auf.

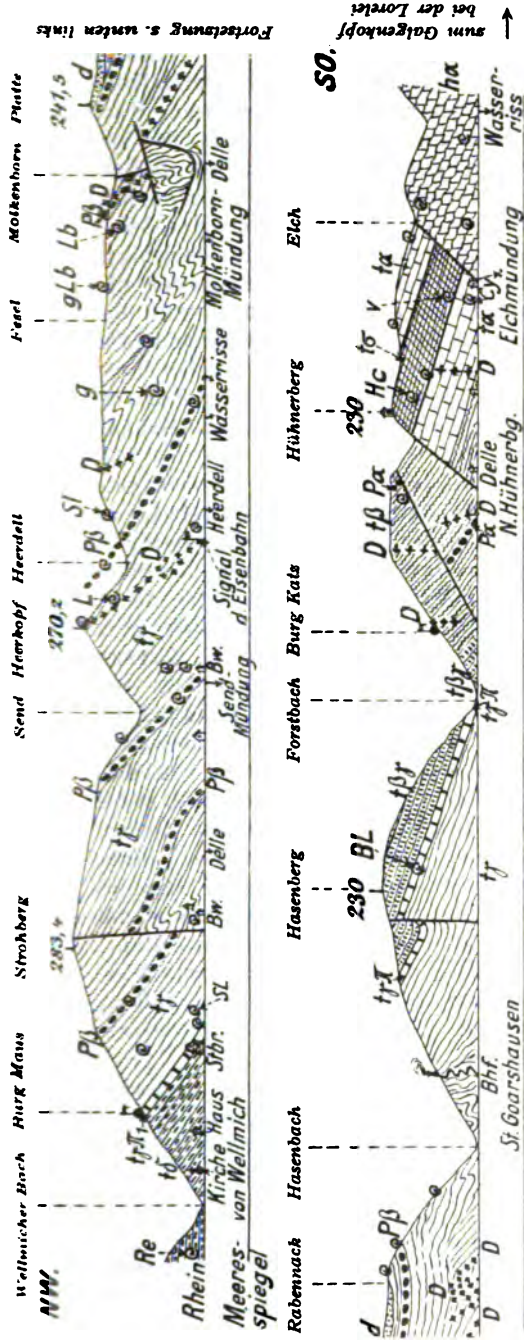
¹⁾ Erst im östlichen Taunus — auf den Blättern Idstein, Feldberg, Homburg, Usingen, Gemünden — wird die ganze Breite der mittleren Gebirgsteile bis zur großen Kammverwerfung des hohen Taunus wieder von der Porphyroidzone eingenommen. Auffallenderweise fehlen dort die Hunsrückschiefer gänzlich, und die Gedinneschichten sind direkt auf die Porphyroidzone geschoben.

Einige Einzelheiten verdienen besonderes Interesse: Ein vom Flachsberg bei Reichenberg durch das Gehänge gleich südlich vom Bahnhof zum Reichenberger Tal bis unter die Burg streichender Gang führt am Flachsberg große, in (?) Viridit umgewandelte, schwebend gebildete Augitkristalle mit prächtig erhaltenen Flächen; im linken Gehänge des Reichenberger Tals gegenüber der Burg (nahe der Mündung ins Hasenbachtal) sendet er kleine Apophysen in den Schiefer, die sich mit dem anhaftenden Nebengestein in prächtigen Handstücken schlagen lassen; ähnliche, meist messerscharf im Nebengestein auslaufende Apophysen sieht man im Nocherner Tal. Von den 3 hier im rechten Gehänge liegenden Porphyroiden sind 2 sicher verworfene Stücke einer einzigen Lage; beide werden direkt von Diabasgängen durchsetzt. Die gleiche Beobachtung wurde an den auf der Höhe NNO St. Goarshausen am Molkenborn bei Nochern liegenden gemacht, die von 2 aus dem Gehänge heraufkommenden Gängen weißen Gebirges durchbrochen werden. Endlich setzt auch an der Mündung des Pullsbachtals ein kleiner Diabasgang quer in das dort durchstreichende nördlichste Porphyroid fort.

Zahlreiche große, schwebend gebildete und noch unzersetzte Apatitkristalle enthält ein Gang bei Ehrental, der außerdem reich ist an großen, jedoch zersetzten Feldspatfeldern; die letzteren wurden nicht selten beobachtet, in größter Menge jedoch in einem Gang, der im Rheingehänge 225 Meter N der Mündung des Wellmicher Tals liegt, jedoch auffallenderweise von E. HOLZAPFEL ebenfalls nicht dargestellt wurde, obwohl er neben dem Bahngleise deutlich ansteht und von hier aus hoch ins Gehänge verfolgt werden kann.

Am Heerkopf (Hühnerberg) bei Wellmich liegt, 920 Meter südlich von der Burg Maus, ein Diabasgang prächtig im Gehänge entblößt genau an der Stelle, wo HOLZAPFEL ein Porphyroid durchzeichnet; dieses letztere ist allerdings vorhanden, liegt jedoch auf der Höhe 75 Meter weiter südlich und erreicht, nachdem es mit einem Streichen von N 40° O die Heerdelle durchquert hat, erst 1100 Meter südlich Wellmich, resp. 275 Meter südlich vom Ausstreichen des Diabasganges die Sohle des Rheintales. Der Gang selbst zeigt mitten im steilen Felsengehänge eine Gabelung und kurz darauf eine Wiedervereinigung, so daß ein großer Block geschichteter Gesteine von ihm umschlossen wird. Das nebenstehende Profil soll unter anderem auch dieses Verhalten veranschaulichen.

Erwähnt sei noch das sehr häufige Auftreten blasiger Struktur der Ganggesteine.



ha = Zone des *Spizjer assimilis* und *mediorhenanus* oder Bornicher Horizont (oberste Hunsrückschichten): faserige Grauwackenschiefer und Grauwacken.

tα = Zone des *Prosochel Beush.* und der Cypricardellenbänke. — Cy = Bank mit *Tropidolept. latcost.*, *Cypricard.* etc. — Basis der Untercoblenschichten; feste, plattige Sandsteine (feinkörnig) und Zwischenlagen sandiger Schiefer.

tσ = Schiefer vom Hühnerberg, noch unsicherer Stellung. — v = Venustabank (*Anoplothea venusta*). — Hc = Hercyniaebank mit *Cuticrinus nodosus*.

tβ = Schiefer der Eeg. — Pa = tiefstes Porphyroid darin.

tβγ = Schiefer und Sandstein von Petersberg zwischen tβ und ty.

ty = Zone der *Beyrichia devonica*, *Lodanella mira* und des *Palaeosolen costatus* oder Lierscheid-Singhofener Horizont. — tyη = Quarzite an der Basis von ty. — tyη1 = Quarzite an der oberen Grenze von ty. — Pa = Porphyroide in ty. — BL = lamellibranchierreiche Bänke mit der Fauna der Rödershell. — Lb = Bänke mit Lamellibranchiern, Brachiopoden etc. — gLb = Lamellibranchier-Brachiopodenbänke mit vielen Gastropoden und *Lodanella mira*. — g = helle quarzitische Bank mit Gastropoden. — SL = Bänke mit *Strophomena explanata*, *Leptodonus* etc. (helles quarzitisches Gestein). — L = Quarzitbänken voll Lamellibranchiern. — SL = Explanatabänke mit Lamellibranchiern, Gastropoden etc.

tδ = Wellmicher Horizont. — Re = Bänke mit *Rensselaeria confluentina* und Lamellibranchiern.

d = Diluvium.

== starke Schichtenquetschung.

Ergibt sich nach dem bisher Mitgeteilten das Vorhandensein erheblicher Verschiedenheiten zwischen der Darstellung Herrn E. HOLZAPFELS und der meinigen, so müssen doch anderseits die Verdienste anerkannt werden, welche der genannte Forscher sich um die Lösung wichtiger, das höhere mittelhessische Unterdevon betreffender Fragen erworben hat.

Hierher gehört zunächst die Frage nach der Stellung der Porphyroide überhaupt und insbesondere derjenigen des bekannten Vorkommens vom Weißstein bei Singhofen mit *Limoptera bifida* und *Palaeosolen costatus*. HOLZAPFEL hat für dieselben eine Einlagerung in den Untercoblenschichten nachgewiesen. Niemand, der die Verhältnisse an Ort und Stelle studiert hat, wird sich dem Gewicht und der Richtigkeit der von dem genannten Forscher vorgebrachten Gründe verschließen.

Nun hat freilich F. FRECH im I. Teil der *Lethaea geognostica* es unternommen¹⁾, die Ausführungen HOLZAPFELS zu widerlegen und die alte Fabel von der Lagerung des Porphyroides von Singhofen an der Basis der Untercoblenschichten verständlich zu machen. Über die Lagerungsverhältnisse, unter denen das genannte Vorkommen zutage tritt, kann ich mich kurz fassen: Die Quarzite von Pohl und Tiefenbach, die E. KAYSER für Coblenzquarzit hält²⁾, entsprechen den Quarziten von Lierschied und dem Molsberger Hof und führen bei Pohl in mürben, quarzitischen Lagen massenhaft *Beyrichia devonica*. Sie sind also das Liegende; die hangenden Schichten schließen die im Schema erwähnten, höchst charakteristischen, hellgrauen bis weißen quarzitischen Sandsteinbänke mit reicher Fauna, darunter die wichtige Bank mit *Lodanella mira* ein; ihnen ist das Singhofener Porphyroid direkt eingelagert. Da ich nun nachweisen konnte, daß die nämliche Schichtenfolge mit den gleichen Bänken, insbesondere mit der gleichen *mira*-Bank, im Rheingebiet ebenfalls im Hangenden der Quarzite von Lierschied liegt, so kann die alte Auffassung von der Stellung des Porphyroids von Singhofen an der Basis der Untercoblenschichten getrost ad acta gelegt werden³⁾.

Wenn nun FRECH aus dem „allmählichen Übergang“ zwischen Hunsrückschiefer und Untercoblenschichten, der im Lichte der neuen Tatsachen jedoch etwas eigenartig aussieht,

¹⁾ *Lethaea geognostica*, Teil I: *Lethaea palaeozoica*, Bd II, S. 146.

²⁾ Blatt Rettert der Preuß. geol. Landesaufnahme.

³⁾ Wie die Höhenlage des Porphyroids sich in Wirklichkeit stellt, zeigt auch folgende Berechnung, bei der naturgemäß die früher an-

Schlüsse zugunsten der von ihm vertretenen E. KAYSERschen Auffassung zieht, so steht es mit dieser Art der Beweisführung nicht besser als mit derjenigen auf Grund der Fauna. Abgesehen davon, daß das Abzählen der Arten, wie oben schon betont, für sich allein kein Mittel zur Lösung stratigraphischer Fragen ist, besitzt die Fauna von Singhofen überhaupt nicht den ihr zugeschriebenen Charakter; es fehlt zunächst jede engere faunistische Beziehung zum wirklichen Hunsrückschiefer. Sodann sind derzeit von Singhofen nur noch wenige Arten bekannt, die nicht auch in sandig-schiefrigen Untercoblengesteinen anderer Gebiete, insbesondere der Loreleigegend, aufgefunden wurden. — Die von der Siegener völlig verschiedene *Rensselaeria (confluentina)* A. FUCHS ist massenhaft in den Untercoblenschichten der Loreleigegend verbreitet, das gleiche gilt von allen bei Singhofen bisher gefundenen Brachiopoden und Gastropoden ohne jede Ausnahme. Von den Lamellibranchiern konnte noch 1895 BEUSHAUSEN in seiner vortrefflichen Monographie¹⁾ die folgenden als Singhofen eigentümlich aufzählen: *Cucullella affinis*, *Myophoria Proteus*, *Cypricardella curta*, *C. unioniformis*, *Palaeosolen costatus*, *Grammysia Beyrichi*, *Leptodomus acutirostris*, *Leptodomus medius*, *Regina advena*. Inzwischen haben diese sich zum größeren Teil in den gewöhnlichen Untercoblenschichten der Loreleigegend und anderer Gebiete nachweisen lassen und zwar nur in ihnen, nicht etwa im Hunsrückschiefer. Die bei Singhofen so häufige *Limoptera bifida* kommt als Seltenheit auch im gewöhnlichen sandig-schiefrigen Untercoblengestein vor, *Kochia capuliformis* endlich ist neuerdings in einem wohl erhaltenen, typischen Exemplar von O. FOLLMANN im zweifellosen Coblenzquarzit des Mühltales bei Rhens gefunden worden²⁾.

genommene obere Grenze des Hunsrückschiefers zugrunde gelegt werden muß:

- | | |
|--|-----------|
| 1. Zone des <i>Spirifer mediorhenanus</i> , <i>assimilis</i> etc. mindestens | 225 m |
| 2. Zone des <i>Prosocoelus Beushauseni</i> etc. mindestens | 150,200 - |
| 3. Horizont der <i>Eeg</i> | ca 300 - |
| 4. Zone der <i>Beyrichia deronica</i> bis zur Bank der <i>Lodonella mira</i> | ca 300 - |

Bei Abzug der Zone des *Sp. mediorhenanus* und *assimilis* bleiben noch mindestens 750 m zwischen der oberen Grenze des Hunsrückschiefers und dem Porphyroid von Singhofen.

¹⁾ L. BEUSHAUSEN: Die Lamellibranchiaten des rheinischen Devon, S. 456 ff.

²⁾ Wurde von Herrn O. FOLLMANN im Sommer 1905 auf der Hauptversammlung des naturhistor. Ver. der Rheinlande in Coblenz vorgelegt.

Diese Tatsache wirft nicht nur ein interessantes Licht auf den Wert mancher bisher für „Leitfossilien“ gehaltenen Arten¹⁾, sondern beleuchtet ebensogut den Wert der auf sie begründeten stratigraphischen Hypothesen.

Auch E. KAYSER vertritt in der neuen Auflage des II. Teiles seines Lehrbuches wiederum den von ihm bei der Aufnahme des Blattes Rettert gemachten Irrtum. Derselbe ist durch das Gesagte zur Genüge beleuchtet. Es muß jedoch um der Wahrheit willen noch besonders betont werden, daß seine älteren Aufnahmen keine volle Beweiskraft mehr besitzen, seit E. HOLZAPFEL und der Verfasser dieser Zeilen nicht unerhebliche stratigraphische Irrtümer an denselben nachweisen konnten. Die „Coblenzquarzite“ der Gegend von Pohl und Tiefenbach sind als Einlagerungen in den Untercoblenzschichten anzusehen und der am Grauen Kopf bei Holzhausen auf der Heide gar als eine solche im obersten Hunsrückschiefer. Wie ferner E. HOLZAPFEL zum ersten Mal überzeugend nachgewiesen hat, sind die im hangendsten Teile der Porphyroidezone und noch höher hinauf entwickelten reineren Schiefer von Kamp, Dachsenhausen, Singhofen, Nassau und Wasenbach keine Hunsrückschiefer, wie E. KAYSER annahm, sondern sehr junge Untercoblenzschichten. Dieselben müßten übrigens, da sie sich im Felde erkennen lassen, folgerichtig auch als ein besonderer Horizont auf der Karte ausgeschieden werden.

Nun erübrigt noch der Hinweis darauf, daß W. FRANK im Jahre 1898²⁾ versucht hat, die Lagerung der Porphyroide an der Basis der Untercoblenzschichten im östlichen Taunus nachzuweisen und auf Grund seiner Beobachtungen das Gleiche für Singhofen verständlich zu machen. Zu diesem Zwecke wäre es jedoch notwendig gewesen, eine genaue Spezial-

¹⁾ Bei dieser Gelegenheit sei noch folgendes bemerkt: *Spirifer Hercyniae* geht als Seltenheit auch in den Hunsrückschiefer und — nach HOLZAPFEL — sogar in den Taunusquarzit. In der kalkigen Grauwacke des Erbsloches im Kellerwald kommt er — oder eine ihm mindestens sehr nahestehende Form — an der Basis des Unterdevons mit *Spirifer Decheni* vor, wie DENCKMANN nachgewiesen hat. — *Spirifer paradoxus* ist bei Coblenz besonders häufig im Liegenden der *Cultrijugatus*-Zone, bei Mandeln unfern Dillenburg und in der Soetenicher Mulde kommt er mit *Sp. cultrijugatus* zusammen gar nicht selten vor, während ich ihn dort höher hinauf nicht gesehen habe. — *Calceola sandalina* wurde vergangenen Sommer von Herrn DENCKMANN und mir in der allerobersten Partie des Massenkalkes bei Letmathe mehrfach beobachtet.

²⁾ W. FRANK: Beiträge zur Geologie des südöstlichen Taunus, insbesondere der Porphyroide dieses Gebietes. Inaug.-Diss. Marburg 1898.

kartierung des in Frage kommenden Gebietes auszuführen, um überhaupt erst Klarheit über die Entwicklung und Gliederung des dortigen höheren Unterdevons zu erlangen. Das hat FRANK jedoch nicht getan und wohl auch nicht beabsichtigt. Auch wenn man gelten läßt, daß er auf Grund paläontologischer Funde die Äquivalenz einiger Vorkommen, insbesondere desjenigen von Bodenrod und Wernborn, mit Singhofen sehr wahrscheinlich gemacht hat, so ist damit noch keineswegs die Stellung derselben an der Basis der Untercoblenschichten erwiesen.

Inzwischen haben neuere Untersuchungen, welche der kürzlich verstorbene Herr v. REINACH zunächst allein und später gemeinsam mit dem Verfasser dieser Zeilen im östlichen Taunus ausführte, neues Licht über die Entwicklung des höheren Unterdevons in der dortigen Gegend verbreitet. Herr v. REINACH konnte in seinen letzten Lebensjahren nachweisen, daß auf den Blättern Homburg und Usingen der Hunsrückschiefer in der typischen mittelhheinischen Facies nicht mehr vorhanden ist; ich selbst habe gleichzeitig und z. T. gemeinsam mit ihm die Beobachtung gemacht, daß auch auf dem Blatte Feldberg diese Stufe nördlich von der großen, über den Kamm des Taunus verlaufenden Überschiebung vollständig fehlt¹⁾, ebenso wie im südlichsten Teile des Blattes Gemünden und in dem südöstlichsten des Blattes Idstein. In diesem ganzen Gebiete ist eine Schichtenfolge entwickelt, die durch einen überraschenden Reichtum an Porphyroiden und durch eine reiche, allenthalben verbreitete Untercoblensfauna charakterisiert wird. Sie ist deshalb, soweit die Untersuchungen bisher reichen, in der Hauptsache für ein Äquivalent der mittelhheinischen, Porphyroide führenden Untercoblenschichten anzusehen. Nur das Vorkommen vom Landstein im Weiltale, vielleicht auch dasjenige von Neuweilnau—Riedelbach²⁾ und wahrscheinlich ein bei der Tenne unfern Steinfischbach gelegenes müssen der Zone des *Prosocoelus Beushauseni* und der Cypricardellenbänke, also der Basis der Untercoblenschichten zugerechnet werden. Für das Riedelbacher könnte allenfalls ein noch höheres, keinesfalls aber ein tieferes Niveau in Frage kommen.

¹⁾ A. FUCHS: Bericht über die Aufnahmen im höheren Unterdevon des Blattes Feldberg in den Jahren 1902—1904. Jahrb. geol. Landesanst. Berlin 1904.

²⁾ F. MAURER: Der Quarzit von Neuweilnau. Eine paläontologische Studie aus dem Gebiete des rheinischen Devon. Bericht d. Senckenberg. naturforsch. Ges. in Frankfurt a. M. 1902.

Dagegen gehört die weiter südlich liegende Schichtenfolge lediglich dem höheren Teile der Untercoblenschichten resp. der Porphyroidzone an. Bemerkenswert ist, daß in diesem Gebiete von Anspach über den Langhals und die Gegend südlich Schmitten bis nach Oberreifenberg hin ein Schichtenzug streicht, welcher die nämlichen Quarzite und ähnliche Geodenschiefer führt wie am Mittelrhein der Lierschiefer Zug. Es sind dies die Anspacher Schichten v. REINACHS, in denen der Genannte bei Wehrheim *Beyrichia devonica* aufgefunden hat.

Auffallend ist die schon angedeutete Tatsache, daß im südlichen Teile des in Frage stehenden Gebietes nur die jüngeren Teile der Untercoblenschichten liegen und erst weiter nach N auch ältere; so wird es verständlich, daß einige Züge reinerer Schiefer im südlichsten Teile der Blätter Homburg und Feldberg ursprünglich auch noch von Herrn v. REINACH für Hunsrückschiefer angesehen wurden, bis ich in denselben das häufige Auftreten von Porphyroiden mit reicher Untercoblensfauna nachweisen konnte. Der Verdacht liegt nahe, daß diese reineren, hunsrückschieferartigen Partien z. T. bereits den gleichartig entwickelten Schiefen von Camp, Dachsenhausen, Nassau, Wasenbach etc. entsprechen können, die ja z. T. bereits ins Hangende der Porphyroidzone gehören.

Nun gibt E. FRANK freilich, um seine Auffassung zu stützen, der Meinung Ausdruck, daß die facielle Beschaffenheit der Hunsrückschiefer sich im östlichen Taunus überhaupt ändere, daß sie dickschiefriger werden und schwer von den Untercoblenschichten zu trennen sind. Es fragt sich jedoch, was FRANK unter Hunsrückschiefer verstanden hat; ohne genauere Angaben wird sich hierüber kaum diskutieren lassen. Zuzugeben ist, daß auch im östlichen Taunus irgendwo echte Hunsrückschiefer auftreten mögen; ich selbst kenne ein in dieser Hinsicht sehr verdächtiges Vorkommen in der Gegend von Usingen. Für ausgeschlossen darf man es jedoch betrachten, daß eine so reiche Entwicklung der Porphyroide im östlichen Taunus (z. B. auf Bl. Feldberg) in den Hunsrückschiefer fallen kann, während kaum 2—3 Meßtischblätter weiter westlich der echte Hunsrückschiefer ohne jede Spur derartiger Einlagerungen auftritt.

Auf den älteren, von K. KOCH und E. KAYSER aufgenommenen Blättern des östlichen Taunus (Idstein, Feldberg) wird nun allerdings der Hunsrückschiefer in beträchtlicher Verbreitung angegeben. Bei aller Anerkennung der Verdienste, die sich namentlich K. KOCH um die Gliederung des rheini-

schen Unterdevons erworben hat¹⁾), darf jedoch nicht außer acht gelassen werden, daß die älteren Aufnahmen dem heutigen Stande der Wissenschaft nicht mehr voll entsprechen. Schon der Umstand, daß beispielsweise auf Blatt Feldberg bisher nur 3 Porphyroide bekannt waren, während deren Zahl sich nach den neueren Untersuchungen bereits auf viele Dutzende beläuft — es sind typische, vielfach sehr versteinungsreiche Vorkommen — muß zur Vorsicht bei der Deutung stratigraphischer Verhältnisse in dem dortigen Gebiete mahnen. Das hat auch neuerdings wieder F. MAURER bei seinen Studien über das Vorkommen von Neuweilnau—Riedelbach bedauerlicherweise außer acht gelassen; sonst wäre es unmöglich, auf Grund dieser Fauna eine Verwandschaft mit dem Hunsrückschiefer anzunehmen, der ja am Mittelrhein so völlig verschieden entwickelt ist. Dagegen sind die allermeisten der bei Riedelbach vorkommenden Arten auch in mittlrheinischen Untercooblenschichten vertreten²⁾).

Aus dem Gesagten folgt, daß auch im östlichen Taunus zurzeit kein einziger Beweis für die Lage der Porphyroide an der Basis der Untercooblenschichten vorhanden ist.

Nur eine Frage sei zum Schluß noch kurz berührt: die Frage nach der Gültigkeit der spezielleren Gliederung rheinischer Unterdevonstufen für größere Gebiete. Insbesondere E. HOLZAPFEL pflegt die Forderung zu erheben, die Durchführbarkeit der mittlrheinischen Gliederung einmal für andere Gebiete, beispielsweise die Eifel, zu erweisen. Da ergibt sich die Antwort, daß von einer Detailgliederung zunächst überhaupt nur zweierlei erwartet werden kann: einmal vor allen Dingen die richtige Erkenntnis der lokalen Schichtenfolge,

¹⁾ K. Koch: Über die Gliederung der rheinischen Unterdevonschichten zwischen Taunus und Westerwald. 1880.

²⁾ Im Hinblick auf die eigenartige stratigraphische Beweisführung MAURERS kann ich nur an das erinnern, was oben über das Abzählen der Arten gesagt wurde. Die Methode, stratigraphische Horizonte aus geringfügigen faunistischen Besonderheiten herauszulesen, ohne auch nur den Versuch kartistischer Darstellung zu unternehmen, kann nur verwirren, aber nichts klären; sie wird darum einer exakten Prüfung auch im östlichen Taunus nicht standhalten können. Zudem sind die paläontologischen Beweise, die MAURER gibt, weder vollständig, noch immer zutreffend. Die typische Hunsrückschieferfauna konnte ihm ja allerdings nicht bekannt sein, aber auch die faunistischen Beziehungen der Siegener (resp. Taunusquarzit-) Fauna zu derjenigen der Untercooblenschichten sind nicht richtig aufgefaßt. Endlich müssen die aus der Bilstener Facies stammenden Arten als Vergleichsobjekte hier vorläufig außer betracht bleiben, seit inzwischen J. SPRIESTERSBACH den Nachweis geführt hat (Centralbl. Min. 1904, Nr. 19), daß die

sodann die sich hieraus ableitende Entzifferung des Schichtenaufbaues; beide zusammen liefern das einzig sichere Fundament für die Stratigraphie. Weiter ist eine eingehende Gliederung jedoch auch von erheblichem Werte für die Aufklärung mehr oder weniger bedeutender Faciesänderungen innerhalb eines einheitlichen Ablagerungsgebietes. An einer völligen Änderung der Facies hat sie natürlich ihre Grenze. Darum muß es abgelehnt werden, mittelrheinische Horizonte in dem vom mittelrheinischen erheblich verschiedenen Eifeler Faciesgebiet wieder zu suchen.

Man könnte übrigens im rheinischen Unter- und Mitteldevon zurzeit etwa 5 Faciesgebiete unterscheiden:

1. Das mittelrheinische: Umfaßt das Rheingebiet von Coblenz bis Bingen, den Hunsrück und den Taunus. Charakteristisch für dasselbe wäre die Entwicklung der Siegener Stufe als Taunusquarzit, die mächtige Entwicklung von Schiefen — den Hunsrückschiefern — zwischen diesem und den Untercoblenzschichten; die sandig-schiefrige Entwicklung der Untercoblenzschichten mit zahlreichen Einlagerungen mariner Tuffe (Porphyroide); die sandig-schiefrige Entwicklung der Cultrijugatus-Zone an der oberen Grenze der Obercoblenzschichten und die schiefrig-sandige des unteren Mitteldevons (Orthoceras-Schiefer, Grauwacke von Leun).

Ihm steht sehr nahe die Entwicklung des Unterdevons in manchen Teilen der Ardennen.

2. Das Eifeler Faciesgebiet: Vorwiegend die mittlere und nördliche Eifel nebst den angrenzenden Gebieten umfassend. Bezeichnend für dieses wäre die Entwicklung der Siegener Stufe als Sandstein- und Schieferfacies, das Fehlen des Hunsrückschiefers in der mittelrheinischen Ausbildung; die Entwicklung der Untercoblenzschichten als porphyroidfreie, sandig-schiefrige Meeresablagerung; die Entwicklung der Cultrijugatus-Zone in kalkig-sandiger und des unteren Mitteldevons in vorwiegend kalkig-mergeliger Ausbildung.

Bilsteiner Fauna sehr wahrscheinlich der Remscheider nahesteht; diese aber kann, wie von dem Genannten und mir im Jahrb. d. preuß. L. A. demnächst dargetan werden wird, vorläufig überhaupt nicht mit Sicherheit auf irgend eine rheinische Devonstufe bezogen werden. — Übrigens bedürfen auch einzelne der MAURERSchen Bestimmungen der Revision, und zwar gerade bei Arten, die sonst im Taunusquarzit vorkommen (z. B. *Rensselaeria „strigiceps“* = *confluentina* A. FUCHS, *R. „crassirostra“* = *robustella* F., *Myalina „crassirostra“* = *Myalina* n. sp. aus der Cypricardellenbank von Nastätten etc.) Nur nebenbei sei noch bemerkt, daß der „Quarzit“ von Riedelbach ein ganz gewöhnlicher, glimmerreicher, gar nicht sonderlich feinkörniger Sandstein ist.

3. Das Siegener Faciesgebiet: Etwa den nördlichen Westerwald, das Siegener Gebiet und das Rheingebiet zwischen Bonn und Andernach-Bendorf umfassend; ausgezeichnet durch die sandig-schiefrige Entwicklung der Siegener Stufe und das Fehlen des Hunsrückschiefers im mittelhheinischen Sinne, durch die porphyroidfreie, sandig-schiefrige Entwicklung der Untercoblenschichten sowie die sandig-schiefrige Ausbildung der Cultrijugatus-Zone und des unteren Mitteldevons.

4. Das hessische Faciesgebiet: Den Kellerwald und die hessischen Gebiete nordöstlich von der Lahnmulde umfassend; ausgezeichnet durch die kalkig-sandige Entwicklung des tiefsten Unterdevons, durch die sandig-schiefrige des höheren Unterdevons und die schiefrige des unteren Mitteldevons.

5. Das sauerländische Faciesgebiet: Vorwiegend das v. DECHENSche Lenneschiefergebiet umfassend; charakterisiert durch die mächtige Entwicklung von roten Schiefen und einigen Konglomeraten, graublauen Flaserschiefen sowie roten Schiefen mit Sandsteinen im Liegenden des oberen Mitteldevons, durch schiefrige bis sandig-kalkige Entwicklung des unteren Teiles der Stringocephalenschichten.

Dahingestellt soll es bleiben, ob die Entwicklung des Unterdevons in der Aachener Gegend und in den angrenzenden belgischen Gebieten sich lediglich derjenigen in der nördlichen Eifel anschließt, oder ob sie genug Eigenheiten besitzt, die eine Abtrennung von der letzteren rechtfertigen würden.

Natürlich werden in den Grenzgebieten der einzelnen Faciesbezirke lokale Besonderheiten zu erwarten sein. Bekannt ist die schiefrige Entwicklung der Cultrijugatus-Zone im Sinne der mittelhheinischen Facies in der südlichen Eifel bei Olkenbach, Wittlich und Daleiden, während die Untercoblenschichten sich dort bereits im Sinne der Eifeler Facies geändert haben (Porphyroide fehlen). Die porphyroidführende mittelhheinische Facies der Untercoblenschichten berührt bei Haiger das hessische und vermutlich weiter westlich das Siegener Ablagerungsgebiet; doch dürften gerade in dieser Gegend die Resultate der soeben begonnenen geologischen Landesaufnahme abzuwarten sein, bevor man sich ein abschließendes Urteil bildet.

6. Fossilführende plistocäne Holtemme-Schotter bei Halberstadt im nördlichen Harzvorlande.

Von Herrn EWALD WÜST in Halle a. S.

Zwischen Halberstadt und Groß-Quenstedt¹⁾ finden sich zu beiden Seiten der Holtemme in Niveaus zwischen 100 und 125 m, 2,5 bis 18 m über der Holtemme, zahlreiche Aufschlüsse in plistocänen, wechselnde Mengen von nordischem Gesteinsmaterialen führenden Holtemme-Schottern. An einigen Punkten sind in diesen Schottern Fossilien gefunden worden: von Groß- und Klein-Quenstedt hat schon seit einer Reihe von Jahren die Sammlung des Naturwissenschaftlichen Vereines in Halberstadt Säugetierreste erhalten, bei Klein-Quenstedt habe ich 1903 Konchylien gefunden, zwischen Wehrstedt und Groß-Quenstedt hat 1904 Herr Hofapotheker JOHANNES MAAK in Halberstadt eine tonig-torfige Lage mit Pflanzen- und Insektenresten entdeckt, an der gleichen Stelle habe ich kurz darauf Konchylien gefunden, und schließlich hat Herr MAAK an den erwähnten Konchylienfundpunkten noch weitere Konchylien gesammelt. Im folgenden gebe ich neben einigen Mitteilungen über die geologischen Verhältnisse der erwähnten fossilführenden Schotter eine Bearbeitung der Säugetierreste und der Konchylien derselben. Die Pflanzen- und Insektenreste sind der Bearbeitung durch einen Spezialisten vorbehalten. Herrn Hofapotheker JOHANNES MAAK, Kustos der Sammlung des Naturwissenschaftlichen Vereins in Halberstadt, spreche ich auch an dieser Stelle für die Überlassung der erwähnten Säugetierreste der ihm unterstellten Sammlung und der von ihm gesammelten Konchylien zur Bearbeitung meinen verbindlichsten Dank aus.

Die fossilführenden Schotter zwischen Wehrstedt und Groß-Quenstedt sind aufgeschlossen in einer Kiesgrube, welche am rechten Gehänge des Holtemmetales in

¹⁾ Meßtischblatt Schwanebeck.

einer Meereshöhe von 108,75—113,75 m und in einer Höhe von 5,75—10,75 m über der Holtemme gelegen ist. Die Kiesgrube befindet sich da, wo die von der Halberstadt — Gröningener Landstraße abzweigende, nach Groß-Quenstedt führende Landstraße das Gehänge des Holtemmetales erreicht. Die Grube schließt bis fast 5 m Holtemme-Schotter mit spärlichem nordischem Gesteinsmaterial auf, der stellenweise von vorwiegend aus Lößmaterial bestehendem Gehängeschutte bedeckt ist. Auf der Sohle der Grube kommt gelegentlich der liegende Keuper zum Vorschein. Von Säugetierresten sind bisher nur unbestimmbare Bruchstücke gefunden worden. Nicht seltene grünliche tonig-mergelige Einlagerungen lieferten zum Teile Konchylien. Eine etwas torfige Tonlinse lieferte Herrn MAAK Pflanzen- und Insektenreste, die der Bearbeitung durch einen Spezialisten vorbehalten sind.

Die bisher von Herrn MAAK und mir gesammelten Konchylien sind in der folgenden Liste aufgezählt, in der die in mehr als 10 sicheren Stücken nachgewiesenen Arten durch einen Stern (*) bezeichnet sind.

Helix (Vallonia) pulchella, MÜLL.

Helix (Vallonia) costata, MÜLL.

Helix (Vallonia) costellata, AL. BR. Über diese Art vergleiche besonders AL. BRAUN: Amtl. Ber. über die 20. Vers. d. Ges. Deutscher Naturforscher und Ärzte zu Mainz 1842, Mainz 1843, S. 145; — SANDBERGER: Die Land- und Süßwasser-Konchylien der Vorwelt, Wiesbaden 1870—75, S. 856—857, Taf. 34, Fig. 10; und WÜST: Abh. d. Naturf. Ges. zu Halle XXIII, 1901, S. 207, Taf. 1, Fig. 94—99.

Helix (Trichia) hispida, LIN.

Helix (Arianta) arbustorum, LIN.

Cochlicopa (Zua) lubrica, MÜLL. sp.

* *Pupa (Pupilla) muscorum*, MÜLL. sp.

* *Pupa (Sphyradium) columella*, BENZ.

* *Pupa (Vertigo) parcedentata*, AL. BR. Die meisten Stücke gehören zu der völlig zahnlosen var. *Genesisii* GREDL.; nur vereinzelte zeigen einen Parietalzahn und sind demnach zu der var. *glandicula* SDBG. zu rechnen. Über *Pupa parcedentata* und ihre Varietäten vergleiche besonders v. SANDBERGER: *Pupa (Vertigo) parcedentata-Genesisii* und ihre Varietätenreihe; Verhandl. d. physik.-mediz. Ges. zu Würzburg, Neue Folge XX, 1887, S. (229)—(235), Taf. 8; — BOETTGER: Jahrb. d. Nassauischen Ver. f. Naturk., Jahrg. 42, 1889, S. 308 bis 310; und WÜST: Zeitschr. f. Naturwiss. 75, 1902, S. 316, 320, Taf. 6, Fig. 26—32.

Clausilia sp. Es liegt nur ein nicht näher bestimmbares Bruchstück vor.

* *Succinea (Neritostoma) putris* LIN. Die wenigen größeren Stücke stimmen mit den von ANDREAE in: Abh. z. geol. Spezialkarte v. Elsaß-Lothringen IV, H. 2, 1884, S. 69—70, Taf. 2, Fig. 110, 111, 115—119, beschriebenen und abgebildeten Stücken aus dem südwestdeutschen Plistocän, besonders mit den a. a. O., Fig. 116—119, dargestellten Stücken aus dem regenerierten Vogesensande von Hangenbieten, überein.

* *S. (Lucena) Schumacherii* ANDR. Über diese Art vergleiche besonders ANDREAE in: Abh. z. geol. Spezialkarte von Elsaß-Lothringen IV, H. 2, 1884, S. 67—69, Taf. 2, Fig. 96 bis 100; und WÜST: Zeitschr. f. Naturwiss. 75, 1902, S. 317 bis 318, 320, Taf. 6, Fig. 33—61. Die vorliegenden Stücke stimmen mit den von mir aus dem Plistocän von Osterode bei Hornburg im nördlichen Harzvorlande und von Vitzenburg an der Unstrut a. a. O. beschriebenen und abgebildeten Stücken überein und sind wie diese in ihrer Mehrzahl etwas schlanker als die von ANDREAE a. a. O. aus dem südwestdeutschen Plistocän beschriebenen und abgebildeten.

* *Succinea (Lucena) oblonga*, DRAP.

Limnaea (Gulnaria) ovata, DRAP.

* *Limnaea (Limnophysa) palustris*, MÜLL. sp. Die vorliegenden, durchweg jugendlichen oder unvollständigen und daher nicht mit der wünschenswerten Sicherheit beurteilbaren Gehäuse dürften zu der var. *diluviana* ANDR. gehören. Über diese vergleiche ANDREAE in: Abh. z. geol. Spezialkarte von Elsaß-Lothringen IV, H. 2, 1884, S. 76, Taf. 2, Fig. 1—3. 16.

Planorbis (Gyrorbis) leucostoma, MILL. sp.

Planorbis (Gyraulus) sibiricus, DUNKER. Es liegt nur ein junges oder nicht ganz vollständiges Stück vor. Dieses stimmt überein mit den neuerdings von ANDREAE (FUTTERER: Durch Asien III, Berlin 1902, S. 78—79) und mir (Zeitschr. f. Naturw. 75, 1902, S. 321) nicht ganz ohne Vorbehalt zu *Planorbis sibiricus* gezogenen, früher als *Planorbis Rossmasslerii* AUERSW. bezeichneten Planorben des Plistocäns Südwestdeutschlands, Thüringens und des nördlichen Harzvorlandes. Stücke aus dem Plistocän dieser Gebiete findet man abgebildet bei ANDREAE in: Abh. z. geol. Spezialkarte v. Elsaß-Lothringen IV, H. 2, Taf. 1, Fig. 36, 43, 44, und bei mir a. a. O., Taf. 6, Fig. 72, 74, 75.

Pisidium sp. Es liegen nur einige nicht näher bestimmte Schälchen vor.

Der eben aufgezählte Konchylienbestand umfaßt 18 Arten, 13 Arten von Landschnecken, 4 Arten von Süßwasserschnecken und 1 Art von Süßwassermuscheln. Von diesen 18 Arten sind 2 (*Clausilia* sp. und *Pisidium* sp.) nicht genau bestimmt. Die 16 genau bestimmten Arten setzen sich zusammen aus 2 völlig ausgestorbenen Arten (*Helix costellata* und *Succinea Schumacherii*), 3 im Wassergebiete der Holtemme ausgestorbenen Arten (*Pupa columella*¹⁾, *Pupa parcedentata* und *Planorbis sibiricus*) und 11 im Wassergebiete der Holtemme noch lebenden Arten. Die 3 im Wassergebiete der Holtemme ausgestorbenen Arten, *Pupa columella*, *Pupa parcedentata* und *Planorbis sibiricus*, leben heute ausschließlich bis vorwiegend in Gebieten mit einem kälteren Klima als dem des Holtemmegebietes. Das über die Verbreitung der übrigen Arten Bekannte widerspricht der Annahme nicht, daß zur Bildungszeit der fossilführenden Schotter zwischen Wehrstedt und Groß-Quenstedt ein kälteres Klima herrschte als heute. Ja für diese Annahme spricht das Fehlen einiger der gewöhnlichen Konchylien der Flußgeniste der Gebiete des heute im Holtemmegebiete herrschenden Klimas in den Schottern zwischen Wehrstedt und Groß-Quenstedt. Da indessen die auf ein kälteres Klima hinweisenden Arten insgesamt im mitteleuropäischen Plistocän auch in Konchylienbeständen auftreten, die ein Klima voraussetzen, das mindestens ebenso warm war wie das heute im Gebiet herrschende, muß auch mit der allerdings weniger wahrscheinlichen Möglichkeit gerechnet werden, daß zur Ablagerungszeit der fossilführenden Schotter zwischen Wehrstedt und Groß-Quenstedt in der Gegend kein kälteres Klima als heute herrschte. Man darf gespannt darauf sein, ob die Untersuchung der Pflanzen- und Insektenreste der Ablagerung zu sichereren und genaueren Rückschlüssen auf das zur Bildungszeit der Ablagerung herrschende Klima führen wird.

Die fossilführenden Schotter bei Klein-Quenstedt sind aufgeschlossen in einem großen Kiesgrubenkomplexe, welcher sich unmittelbar bei Klein-Quenstedt an der Südseite des Dorfes von der Windmühle bis an die von Halberstadt nach Klein-Quenstedt führende Landstraße in ostwestlicher Richtung hinzieht und in einer Meereshöhe von etwa 112—125 m und in einer Höhe von etwa 4—17 m

¹⁾ Allerdings gehen die Meinungen darüber auseinander, ob die lebende *Pupa* (*Sphyradium*) *Gredleri* CLESS. mit *Pupa columella* identisch ist oder nicht.

über der Holtemme gelegen ist. Der Holtemmeschotter führt wechselnde Mengen von nordischem Gesteinsmateriale, zum Teil in Gestalt von mehr als kopfgroßen Blöcken. An der Sohle des Grubenkomplexes kommen gelegentlich graue und rote Letten des mittleren Keupers zum Vorscheine. Im östlichsten Teile des Grubenkomplexes, an der Windmühle, geht der Schotter zu Tage aus. Nach Westen zu lagert sich mit zunehmender Mächtigkeit eine Lößdecke auf den Schotter, welche im westlichsten Teile des Aufschlußgebietes, an der von Halberstadt nach Klein-Quenstedt führenden Landstraße, etwa 2 m Mächtigkeit erreicht. Dem Schotter eingelagerte, oft mehrere Meter mächtige Lagen feinen Sandes führen hin und wieder unbestimmbare Konchylienscherben. Im mittleren Teile des Grubenkomplexes lieferten einige den tiefsten Schotterlagen eingeschaltete grünliche tonig-mergelige Bänken besser erhaltene Konchylien.

Die bisher von Herrn MAAK und mir gesammelten Konchylien sind in der folgenden Liste aufgezählt, in der die in mehr als 10 sicheren Stücken nachgewiesenen Arten durch einen Stern (*) bezeichnet sind.

Limax sp. Es liegt nur ein nicht näher bestimmbares Kalkplättchen vor.

Helix (*Vallonia*) *tenuilabris*, AL. BR.

* *Pupa* (*Pupilla*) *muscorum* MÜLL. sp.

Pupa (*Sphyradium*) *columella*, BENZ.

* *Pupa* (*Vertigo*) *parcedentata*, AL. BR. Die meisten Stücke gehören zur var. *Genesii* GREDL., nur vereinzelte zur var. *glau-dicula* SDBG. Im übrigen vergleiche die Angaben auf S. 121.

* *Succinea* (*Lucena*) *oblonga*, DRAP. nebst var. *elongata* AL. BR.

Limnaea (*Gulnaria*) sp. Es liegt nur ein nicht näher bestimmbares Bruchstück vor.

Der eben aufgezählte Konchylienbestand umfaßt 7 Arten, 6 Arten von Landschnecken und 1 Art von Süßwasserschnecken. Von diesen 7 Arten sind 2 (*Limax* sp. und *Limnaea* sp.) nicht genau bestimmt. Unter den 5 genau bestimmten Arten findet sich keine ausgestorbene. *Helix tenuilabris*, *Pupa columella* und *Pupa parcedentata* sind im Holtemmegebiete ausgestorben, während die 2 übrigen daselbst noch leben. Die 3 im Holtemmegebiete ausgestorbenen Arten (*Helix tenuilabris*, *Pupa columella* und *Pupa parcedentata*) leben gegenwärtig ausschließlich in kälteren Gebieten als dem Holtemmegebiete, die 2 im Holtemmegebiete lebenden Arten (*Pupa muscorum* und *Succinea oblonga*) reichen in ihrer

gegenwärtigen Verbreitung in solche wesentlich kälteren Gebiete hinein, und die 2 nicht genau bestimmten Arten (*Limax* sp. und *Limnaea* sp.) können zu Arten gehören, von denen dasselbe gilt. Alle in den Schottern von Klein-Quenstedt nachgewiesenen Arten, bis auf die lebend nur aus dem südlichen Schweden und von St. Genesien bei Bozen in Tirol bekannte *Pupa parcedentata*, sind gegenwärtig auch in der arktischen Region verbreitet. Diese Verhältnisse wie die Artenarmut des Konchylienbestandes und das völlige Fehlen einer ganzen Reihe der gewöhnlichsten Konchylien der Flußgeniste der Gebiete gemäßigten Klimas sprechen entschieden dafür, daß zur Ablagerungszeit der fossilführenden Schotter von Klein-Quenstedt in der Gegend ein wesentlich kälteres Klima als heute, vielleicht ein extrem kaltes, dem heutigen arktischen vergleichbares Klima herrschte. Der Konchylienbestand von Klein-Quenstedt spricht in einem Maße für ein kaltes Klima, wie das bei Konchylienbeständen mitteleuropäischer Plistocänablagerungen nur selten der Fall ist. Aus dem nördlichen Harzvorlande ist noch ein recht ähnlicher plistocäner Konchylienbestand bekannt, der von mir¹⁾ aus einer etwa 16—19 m über der Talsohle des Schiffgrabens gelegenen Flußablagerung am Schmalen Berge bei Osterode bei Hornburg beschriebene. Die folgende Zusammenstellung erleichtert die Vergleichung der Konchylienbestände von Klein-Quenstedt und von Osterode.

	Klein-Quenstedt	Osterode
<i>Limax</i> , sp.	*	—
<i>Helix</i> (<i>Vallonia</i>) <i>tenuilabris</i> , AL. BR.	*	*
<i>Pupa</i> (<i>Pupilla</i>) <i>muscorum</i> , MÜLL. sp.	*	*
<i>Pupa</i> (<i>Sphyradium</i>) <i>columella</i> , BENZ.	*	—
<i>Pupa</i> (<i>Vertigo</i>) <i>parcedentata</i> , AL. BR.	*	*
<i>Succinea</i> (<i>Lucena</i>) <i>Schumacherii</i> , ANDR.	—	*
<i>Succinea</i> (<i>Lucena</i>) <i>oblonga</i> , DRAP.	*	*
<i>Limnaea</i> (<i>Gulnaria</i>), sp.	*	—
<i>Planorbis</i> (<i>Gyrorbis</i>) <i>leucostoma</i> , MILL. sp.	—	*
<i>Planorbis</i> (<i>Gyraulus</i>) <i>sibiricus</i> , DUNKER.	—	*

Außer Konchylien kommen in den Schottern von Klein-Quenstedt Säugetierreste vor. Diese werden nach Aussage der Arbeiter im wesentlichen in einer groben Schotterlage im tiefsten Teile des Schotterkomplexes, also wenigstens ungefähr im gleichen Niveau wie die Konchylien, gefunden. Die

¹⁾ Zeitschrift für Naturwissensch. 75, 1902, S. 312 ff.

Sammlung des Naturwissenschaftlichen Vereines in Halberstadt¹⁾ besitzt einige Säugetierreste von Klein-Quenstedt, die indessen nicht mit der wünschenswerten Sicherheit von den derselben Sammlung gehörenden Säugetierresten von Groß-Quenstedt zu trennen sind. Die Stücke von Groß-Quenstedt stammen aus den daselbst aufgeschlossenen Holtemme-Schottern, die die Fortsetzung der fossilführenden Holtemme-Schotter von Klein-Quenstedt bilden, und zwar angeblich aus dem Kiesgrubenkomplexe, der sich an der Südostseite des Dorfes Groß-Quenstedt hinzieht. Unter den dargelegten Umständen scheint es mir zweckmäßig zu sein, die Säugetierreste von Klein- und Groß-Quenstedt zusammen zu besprechen. Die bei den einzelnen Stücken gemachten Fundortsangaben „Klein-Quenstedt“ und „Groß-Quenstedt“ beruhen auf gefälligen Ermittlungen des Herrn MAAK, die indessen zum Teile erst lange nach der Einlieferung der Stücke angestellt worden sind und deshalb nicht durchweg ganz sicher sind.

Elephas Trogontherii POHL. Es liegen einige, zum Teile abgerollte Molaren und Molarenbruchstücke von Klein- und Groß-Quenstedt vor. Die zwei besten Stücke sind in der nebenstehenden Tabelle nach dem Schema beschrieben, welches ich bei der Bearbeitung des reichen Elefantenmolarenmaterials von Süßenborn (Abb. d. Naturf. Ges. zu Halle XXIII, 1901, S. 240—265 nebst zugehörigen Tafeln und Tabellen) angewandt habe.

Nach der in der Tabelle gegebenen Beschreibung liegen schon recht *primigenius*-ähnliche *Trogontherii*-Molaren, wie sie viele Autoren bereits zu *Elephas primigenius* BLUMENB. stellen, vor. Dasselbe gilt von den schlechteren noch vorliegenden Stücken, die zum Teile sogar noch etwas *primigenius*-ähnlicher (Länge: Lamellenzahl = 12 bis 13) sind. Einige Stoßzahnbruchstücke von Groß-Quenstedt gestatten keine nähere Beurteilung.

Rhinoceros antiquitatis BLUMENB. (= *tichorhinus* Cuv.). Von Groß-Quenstedt liegt ein typischer M. II max. vor.

Equus germanicus NEHR. (= *Equus caballus* LIN. fossilis var. *germanica* NEHR.). Von Groß-Quenstedt liegen einige Ober- und Unterkieferbackzähne vor, die ich nicht von denen des *Equus germanicus* NEHR. zu unterscheiden vermag. Von dem gleichen Fundorte liegen noch ein *Astragalus* und

¹⁾ Die im folgenden besprochenen Säugetierreste dieser Sammlung sind neuerdings im Städtischen prähistorischen Museum in Halberstadt untergebracht worden.

ein Scapula-Fragment eines Pferdes vor, die der gleichen Art angehören dürften.

Die Zusammensetzung des aufgezählten Säugetierbestandes scheint mir nicht im Widerspruche mit den aus dem Konchylienbestande gezogenen Schlüssen auf das zur Bildungszeit der Schotter herrschende Klima zu stehen, selbst wenn sich die Säugetierreste auf primärer Lagerstätte befinden, was indessen nicht sicher feststeht.

Nummer:	1.	2.
Fundort	Groß-Quenstedt	Klein-Quenstedt
Stellung im Gebisse . . .	M. II. max.	M. II. max.
Erhaltungszustand	gut	recht mäßig
Lamellenformel	— 13 x	x 12 —
Abkauungsgrad	I—XIII Kauffläche I—X komplett (I—III)	x—IX Kauffläche x—VI komplett (x—I)
Länge, mm	165	159
Breite, mm	88	95
Höhe, mm	X 117 (weiter hint. bis 125)	XI, XII 175
Länge: Lamellenzahl . .	$165:12 = 13,8$	$159:12 = 13,3$
Dicke der Schmelzbänder, mm	über 1 (Der Zahn ist sehr schräg abgekau)	1—2
Form d. Lamellenumrisses .	Nach unten meist wenig verschmälert	Nach unten anscheinend wenig verschmälert
Form der kompl. Figuren .	Ganz schwache Andeutung von Rautenform	Bandförmig, zum Teile mit unvermit- telter Anschwellung in der Mitte
Verschmelzungstypus der Kauffiguren; Mammillen .	unklar	unklar
Form der Kauffläche . . .	oblong	oblong

Bei dieser Gelegenheit will ich erwähnen, daß die von WAHNSCHAFTE¹⁾ aus den zwischen zwei Geschiebemergeln

¹⁾ Diese Zeitschr. 51, 1899, Protokolle, S. 41—42.

liegenden Harzschottern mit nordischem Gesteinsmateriale in der Braunkohlengrube Concordia bei Nachterstedt, an der Bahn von Halberstadt nach Aschersleben, angegebenen Reste von *Elephas*, *Rhinoceros* und *Equus* zu denselben Arten gehören wie die eben aufgezählten Säugetierreste von Klein- und Groß-Quenstedt. Der damalige Direktor der Braunkohlengrube Concordia, Herr SCHATZ, legte mir im Jahre 1903 die von WAHNSCHAFFE erwähnten, im Bureau der Grube aufbewahrten Säugetierreste vor. Von *Elephas Trogontherii* POHL. sah ich 3 schlecht erhaltene Molaren bzw. Molarenbruchstücke, die für den Wert „Länge: Lamellenzahl“ 15—18 ergaben. Von *Rhinoceros antiquitatis* BLUMENB. lag nur ein Radius vor. Die Pferdereste, mehrere Knochen und Zähne, erwiesen sich, soweit sie eine genaue und sichere Bestimmung gestatteten, als *Equus germanicus* NEHR. angehörend. Selbst wenn sich die Nachterstedter Säugetierreste auf primärer Lagerstätte befinden sollten, was keineswegs als feststehend angesehen werden kann, so berechtigen sie doch nicht zu WAHNSCHAFFES Annahme, daß ihre Fundschicht interglazial sei. Das zeigt u. a. sehr deutlich ein Vergleich mit den Schottern von Klein- und Groß-Quenstedt, in denen Reste derselben Säugetiere zusammen mit einem offenbar eiszeitlichen Konchylienbestande vorkommen.

Eine genauere Altersbestimmung der fossilführenden Holtemme-Schotter der Gegend von Halberstadt ist noch nicht mit Sicherheit durchzuführen. Schotter, welche offenbar derselben Terrasse angehören wie die fossilführenden Schotter von Klein-Quenstedt, werden von Geschiebemergel¹⁾ an der Südostseite des Dorfes Groß-Quenstedt²⁾ überlagert und an der Ostseite des Steinkuhlenberges östlich von Mahndorf³⁾ unterlagert⁴⁾. Die erwähnten zwei Geschiebemergel können ein und derselben oder zwei verschiedenen Eiszeiten angehören.

¹⁾ Die von WAHNSCHAFFE vor 20 Jahren in dieser Zeitschrift 87, 1885, S. 901 ff. gemachte Angabe, daß zwischen dem Huy und dem Harze keine nordischen Moränen vorhanden seien, hat sich nicht bestätigt. Ich kenne in diesem Gebiete nordische Moränen außer von den oben genannten Punkten noch von Wilhelmshöhe bei Langenstein (Meßtischblatt Halberstadt) und vom Westfuß des Lustberges bei Wernigerode (Meßtischblatt Wernigerode).

²⁾ Hier finden sich große Aufschlüsse, in denen man vielfach große Massen des liegenden Schotters in den hangenden Geschiebemergel eingewalzt sieht.

³⁾ Meßtischblatt Derenburg.

⁴⁾ Es scheint dieser Schotterterrasse demnach eine ähnliche stratigraphische Stellung zuzukommen wie den obenerwähnten, von WAHNSCHAFFE beschriebenen Harzschottern von Nachterstedt (und Frose).

Gebören sie zwei verschiedenen Eiszeiten an, so läßt sich vorläufig nicht bestimmen, welcher derselben die fossilführenden Schotter von Klein-Quenstedt zuzurechnen sind. Die Altersbeziehungen zwischen den fossilführenden Schottern von Klein-Quenstedt und denen zwischen Wehrstedt und Groß-Quenstedt sind ebenfalls noch nicht sicher zu bestimmen. Es kann sein, daß die fossilführenden Schotter zwischen Wehrstedt und Groß-Quenstedt erst nach der Bildungszeit des jüngeren der beiden erwähnten Geschiebemergel abgelagert worden sind; es kann aber auch sein, daß sie in das Liegende der fossilführenden Schotter von Klein-Quenstedt gehören. Trifft die letztere Annahme zu, so wird es wahrscheinlich, daß die zwei Geschiebemergel der Gegend zwei verschiedenen Eiszeiten angehören, weil der Konchylienbestand der Schotter zwischen Wehrstedt und Groß-Quenstedt auf ein wesentlich wärmeres — wenn auch wahrscheinlich dem heutigen gegenüber kälteres — Klima hinweist als derjenige der Schotter von Klein-Quenstedt. Die Altersbeziehungen der hier behandelten fossilführenden Schotter zu den Kalktuffen von Schwanebeck, die nordisches Gesteinsmaterial und einen nichteiszeitlichen Fossilienbestand enthalten und an einer Stelle von Geschiebemergel überlagert werden¹⁾, konnte ich leider nicht klarstellen. In den fossilführenden Schottern von Klein-Quenstedt und in offenbar derselben Terrasse angehörenden Schottern von Groß-Quenstedt von mir beobachtete, offensichtlich nicht weit transportierte Kalktuffstücke können den Kalktuffen von Schwanebeck entstammen. Sollten sie tatsächlich von Schwanebeck stammen, so hätte folgende relative Altersbestimmung der besprochenen Ablagerungen eine große Wahrscheinlichkeit für sich:

Ältere Eiszeit:	Geschiebemergel vom Steinkuhlenberge bei Mahndorf.
Ältere Interglazialzeit:	Kalktuffe von Schwanebeck.
Jüngere Eiszeit:	<div style="display: inline-block; vertical-align: middle;"> <div style="font-size: 3em; vertical-align: middle; line-height: 1;">{</div> <div style="display: inline-block; vertical-align: middle;"> Schotterterrasse mit den fossilführenden Schottern von Klein-Quenstedt. Geschiebemergel von Groß-Quenstedt und von Schwanebeck. </div> </div>
Jüngere Interglazialzeit:	Löß.

Die fossilführenden Schotter zwischen Wehrstedt und Groß-Quenstedt würden dann nach dem oben Gesagten unter

¹⁾ Wüsr: Beiträge zur Kenntnis des Kalktuffes von Schwanebeck bei Halberstadt. Diese Zeitschrift 54, 1902, Briefliche Mitteilungen, S. 14—26.

Umständen zwischen den Kalktuffen von Schwanebeck und der Schotterterrasse mit den fossilführenden Schottern von Klein-Quenstedt einzuschieben und dem Ausgange der älteren Interglazialzeit oder wahrscheinlicher dem Beginne der jüngeren Eiszeit zuzuschreiben sein. Unter Berücksichtigung dessen, was wir über die Eisausdehnung in den vier großen pliocänen Eiszeiten und die Altersverhältnisse der Lößablagerungen wissen, dürfte in der oben versuchten Gliederung zu setzen sein:

Ältere Eiszeit	= II. Eiszeit
Ältere Interglazialzeit	= 2. Interglazialzeit
Jüngere Eiszeit	= III. Eiszeit
Jüngere Interglazialzeit	= 3. Interglazialzeit.

Es wäre von weit mehr als lokalem Interesse, wenn der hier unter großem Vorbehalte gegebene Altersbestimmungstversuch durch weitere Beobachtungen bestätigt oder widerlegwerden könnte, weil der Kalktuff von Schwanebeck, soviel ich sehe, die einzige Ablagerung mit sogenannter *Antiquus*-Fauna ist, deren geologische Verhältnisse mehr für eine Zugehörigkeit zum zweiten als für eine solche zum dritten Interglaziale sprechen¹⁾.

¹⁾ Im Alpengebiete gehören die Ablagerungen mit *Antiquus*-Fauna dem dritten Interglaziale an. Vgl. PENCK und BRÜCKNER: Die Alpen im Eiszeitalter, Leipzig 1901 ff., besonders S. 422, 582 und 699 ff. Daß die Ablagerungen Thüringens mit *Antiquus*-Fauna vorläufig keine sichere Altersbestimmung gestatten, habe ich in dieser Zeitschr. 54, 1902, Briefl. Mittl., S. 23—26 dargelegt. Vgl. dazu noch OBERMAIER in: L'Anthropologie XVI, 1905, S. 22—23. Die von mir noch kürzlich (Mitt. d. Ver. f. Erdkunde zu Halle a. S. XXX, 1906, S. 114—115) dem zweiten Interglaziale zugerechnete *Antiquus*-Fauna von Rabutz bei Gröbers, zwischen Halle a. S. und Leipzig, scheint mir nach den neueren Ausführungen von SIEGERT in dieser Zeitschr. 58, 1906, Monatsberichte, S. 33—44, bes. S. 40—41, dem dritten Interglaziale anzugehören.

7. Das Übergangsgebirge bei Baden-Baden, Ebersteinburg, Gaggenau und Sulzbach und seine Kontaktmetamorphose durch das Nordschwarzwälder Granitmassiv.

Von Herrn HERMANN EISELE aus Wildbad.

Hierzu Taf. VII sowie 1 Profil und 1 Übersichtskärtchen im Text.

Das am Nordrande des Schwarzwaldes bei Baden-Baden, Ebersteinburg und Gaggenau erschlossene und bisher in drei, durch Rotliegendes voneinander getrennten Partien bekannte Übergangsgebirge ist im Laufe des letzten Jahrhunderts mehrfach Gegenstand der Untersuchung gewesen.

Aus H. ECKs historischer Zusammenstellung über die Entwicklung unserer Kenntnis dieser Gebiete (Geogn. Beschreibung der Gegend von Baden-Baden, Rothenfels, Gernsbach und Herrenalb. Abhandl. der Kgl. Preuß. geol. Landesanstalt, Neue Folge, H. VI, S. 197 und Rückblick S. 286) entnehmen wir, daß die bei Baden und im Dreisbachtale (Traisbachtale) bei Gaggenau gelegenen Partien durch BEYER bereits im Jahre 1794 Erwähnung gefunden haben, während der nord-nordwestlich von Ebersteinburg im Eberbachtale, der Schindelklamm und den Haberäckern aufgeschlossene Teil des Übergangsgebirges erst 1832 durch WALCHNER entdeckt wurde.

1845 erfuhr das Gebiet eine genauere Beschreibung durch HAUSMANN, und 1860 waren zum ersten Male alle drei Partien auf BACHs Karte vermerkt.

Seither haben eine Reihe von Forschern sich mit diesen, von ECK als Übergangsgebirge bezeichneten Schieferen beschäftigt, hauptsächlich um das nähere Alter dieser Komplexe festzustellen, was aber bis jetzt mit Rücksicht auf den völligen Mangel jeglicher Fossilien nicht gelungen ist, zumal auch die Lagerungsverhältnisse eine nähere Eingrenzung der Schichten nach unten und oben nicht gestatten, weil einerseits die nächst-jüngeren Gesteinsschichten in diskordanter Auflagerung dem Oberen Karbon, andererseits die älteren Bildungen schon der

Gneisformation angehören, so daß für die Deutung dieser Badener Schieferkomplexe die gesamte Serie zwischen dem Präkambrium und produktiven Karbon in Frage kommen könnte.

So hält es KLOOS (1888) für das Vorkommen im Dreisbachtale (Traisbachbachtale) nicht für ausgeschlossen, „daß wir es hier mit Bildungen aus vorpaläozoischen Zeiten zu tun haben“. BRONN (1850) dagegen deutet „silurisches oder devonisches“ Alter an. Besonders beachtenswert dünken mir die Angaben SANDBERGERs, der in seiner „Geogn. Beschreibung der Gegend von Baden“ (1860) betont, daß, wenn sich auch „aus den bis jetzt im Schiefergebiete nachgewiesenen Erscheinungen kein Schluß auf das Alter desselben ziehen“ lasse, dasselbe doch „wohl schwerlich älter sein“ werde als die ältesten in den Vogesen bekannten paläozoischen Ablagerungen, als Devon, und daß, „wenn innerhalb des Systems der Horizont aufgesucht werden soll, in welchem ein Wechsel von unveränderten Schiefen und Kalksteinen stattfindet, ähnlich dem hier so sehr veränderten, die Schichtengruppe der Cypridinschiefer als die einzige bezeichnet werden muß, welcher möglicherweise die Badener Schiefer angehören.

LEPSIUS (Die oberrheinische Tiefebene und ihr Randgebirge. Forschungen zur deutschen Landes- und Volkskunde, Bd I, 1886, S. 58) zieht mit Recht die petrographische Beschaffenheit der Gesteine zu einem Vergleich mit den von ROSENBUSCH beschriebenen Steiger Schiefen heran und glaubt aus einer gewissen Übereinstimmung mit diesen und einer gewissen äußeren Ähnlichkeit der „Kontaktbildungen des Übergangsgebirges am Badener Granitit“ mit denen der Steiger Schiefer am Granitit von Barr-Andlau und Hohwald Schlüsse über das relative Alter der Badener Gesteine ziehen zu können, für welche er „keinen Grund“ vorliegend findet, sie „für devonisch zu erklären“.

In vorliegenden Untersuchungen werden wir uns mit dem Versuch einer schärferen Umgrenzung der Bildungszeit unserer Schiefer nicht befassen. Wir schließen uns an die ECKsche Bezeichnung „Übergangsgebirge“ an, welche hier in dem Sinne gebraucht ist, „daß darunter paläozoische Schichten von nicht näher bestimmtem Alter, aber älter als das Steinkohlengebirge, verstanden sein sollen“.

Die letzte Bearbeitung erfuhr dieses Übergangsgebirge durch H. ECK in seiner „Geogn. Beschreibung der Gegend von Baden-Baden, Rothenfels, Gernsbach und Herrenalb“ im Jahre 1892. Ihm verdanken wir nicht nur ein vollständiges

Literaturverzeichnis, dem wir einige der vorhin gegebenen Notizen entnommen haben, sondern hauptsächlich eine sehr exakte Profilierung des äußerst mannigfaltig zusammengesetzten Komplexes, welche mir bei vorliegender Untersuchung sehr genützt hat und sich, von gewissen Deutungen über Metamorphose abgesehen, mit meinen Beobachtungen durchaus hat in Einklang bringen lassen.

Einleitung.

Außer den paläozoischen Schiefen des Übergangsgebirges von Baden-Baden, nordnordwestlich von Ebersteinburg und vom Dreisbachtal bei Gaggenau, treffen wir im „Großen Walde“ und am Fuße des Amalienberges bei Gaggenau sowie bei Sulzbach Komplexe mit schieferiger Textur, aber hochkristallinem Habitus, welche von H. ECK und anderen als kristalline Schiefer vom Typus der Gneisglimmerschiefer und Glimmerschiefer beschrieben und als archaisch aufgefaßt wurden.

Durch eine gewisse äußere Ähnlichkeit dieser Gesteine mit solchen aus dem Bereich der devonischen hochmetamorphisierten Schieferserie des Syenitkontakthofes von Meißen veranlaßt, gelangte Prof. Dr. A. SAUER gelegentlich früher ausgeführter Begehungen zu der Auffassung, sie als äquivalente kontaktmetamorphe Bildungen ansprechen zu sollen. Auf dessen Veranlassung hat es der Verfasser unternommen, die Gesteine des Übergangsgebirges mit Hereinbeziehung dieser sogenannten kristallinen Schiefer¹⁾ einer eingehenden petrographischen Untersuchung zu unterziehen und deren Abweichungen von der normalen Ausbildungsweise zu studieren.

Auf Grund dieser Untersuchungen konnte der einwandfreie Beweis erbracht werden, daß in den oben erwähnten kristallinen Schieferkomplexen von Gaggenau und Sulzbach tatsächlich kontaktmetamorphe Gesteine vorliegen, welche mit der Partie in Baden-Baden und den südlichsten zutage tretenden (d. h. hangendsten) Schichten im Eberbachtale die innere Zone eines Kontakthofes bilden, während in dessen äußerer Zone, welcher die Gebiete nordnordwestlich von Ebersteinburg und vom Dreisbachtale angehören, ein allmäh-

¹⁾ Ausgeschlossen ist allein die kleine Insel echten Gneises, welche unweit der Ziegelhütte am Hummelberg bei Gaggenau zutage tritt. Nach mündlicher Mitteilung von Prof. SAUER gehört dieser Gneis zu den alten Eruptivgneisen des Schwarzwaldes, den Schapbachgneisen, und führt auch den für diese so bezeichnenden Orthit. In diesem Gneise setzen die von ECK genau beschriebenen Kersantitgänge auf.

licher Übergang in das vom Kontakt unbeeinflusste Gebirge erfolgt.

Die Gesamtheit der hier als Übergangsgebirge betrachteten Gesteine ist durch drei schon äußerlich als zusammengehörig sich ergebende, in ihrem petrographischen Habitus jedoch verschiedene Typen vertreten.

1. Das sind einmal gewöhnliche, seidenglänzende, rotbraune, graue und grünlichgraue Grauwackentonschiefer und Tonschiefer mit konkordant dazwischen gelagerten Grünschiefern und dichten, diabasartigen Gesteinen, Komplexe, wie sie z. B. im Devon des rheinischen Schiefergebirges, den als Devon aufgefaßten Weiler Schiefer ebenfalls zu finden sind. In gleichartiger Lagerung, mit diesen verbunden, treffen wir:

2. graue oder grünlichgraue typische Knotenschiefer, die mit dichten schwärzlichen Biotithornschiefern von splitterigem Bruche wechsellagern oder in solche übergehen. Zeisiggrüne Schmitzen und Lagen von Epidot bedingen die Varietät der „epidotführenden Biotithornschiefer“. Auch Muskovithornschiefer und Biotit-Turmalinhornschiefer sind hier zu nennen. Quarzite aus dieser Gruppe zeigen wenigstens im Bindemittel den mikrokristallinen Charakter.

Die diesem Typus zugehörigen Gesteine setzen des Verfassers „äußere Zone des Kontakthofes“ zusammen.

3. Der dritte Typus ist durch hochkristalline Gesteine gegeben.

Rötlichgraue und schwarze, z. T. durch nachträglichen Druck geschieferte oder massige granatführende Hornfelse, granat- und andalusit- (resp. disthen- oder andalusit- und disthen-)führende Glimmerquarzhornfelse, hochkristalline Glimmer- und Granatfleckenschiefer, Quarzhornfelse etc. sind die für die innere Zone des Kontakthofes bezeichnenden Gesteine. Äußerlich besitzen sie häufig den Habitus der Gneisglimmerschiefer und Glimmerschiefer.

Durch allmähliche petrographische Übergänge stehen die Gesteine des nichtkontaktmetamorphen Übergangsgebirges und die der äußeren Zone des Kontakthofes in engem Zusammenhang. Aber auch zwischen den Gesteinen der äußeren und inneren Zone sind Übergänge nachweisbar. Von besonderer Bedeutung ist die bezeichnende räumliche Verteilung der oben skizzierten drei Gesteinsgruppen in Zonen, die eine bestimmte regionale Streichrichtung im allgemeinen einhalten. Wie sich nun die Gesteine der zweiten und dritten Gruppe nach ihrer strukturellen Ausbildung und mineralischen Zusammensetzung mit aller Sicherheit als Eruptivkontaktbildungen zu erkennen

geben, so weist auch der regionale Zusammenhang gegenüber den nichtkontaktmetamorphen Gesteinen der Gruppe 1 mit aller Sicherheit darauf hin, daß in der vorliegenden Gesamtserie von Gesteinen des Übergangsgebirges von Baden-Baden, Ebersteinburg, Gaggenau und Sulzbach sich eine in allen möglichen Übergängen bis zur höchsten Kristallinität sich steigernde Kontaktmetamorphose betätigt, die zweifellos von dem zwischen Baden-Baden und dem Murgtale sich erstreckenden Murgtalmassiv oder Nordschwarzwälder Granitmassiv ausgegangen ist. Wie dieses in seinem oberflächlichen Ausstrich durch jüngeres karbonisches oder permisches Deckgebirge zum großen Teile verhüllt ist, so ist auch der Zusammenhang der Kontaktzonen durch die gleiche Bedeckung vielfach unterbrochen und dadurch die Erkenntnis ihrer Zusammengehörigkeit häufig erschwert. Die Deutung der Gesteine ist auch dadurch schwierig gemacht, daß sehr intensive dynamische Einwirkungen stattgefunden haben. Es erfolgte eine derartige Einwirkung einmal bereits vor der Kontaktmetamorphose; daraus erklärt sich eine gewisse kristalline Umformung der nicht kontaktmetamorph beeinflussten Schiefer und Diabase, während eine postkontaktmetamorphe Pressung hauptsächlich im Gebiet der hochkristallinen Gesteine zu erkennen ist. Diese letztere Pressung dürfte vielleicht mit daran schuld sein, daß die für das gesamte Übergangsgebirge sonst ziemlich konstante Streichrichtung in den hochkristallinen Komplexen Schwankungen aufweist.

Das allgemeine Streichen und Einfallen der Schiefer beträgt bei:

	Streichen	Einfallen
Ebersteinburg bis	{ N 72° O c N 50° O c	50°—80° südöstlich
Dreisbachtal	{ N 60° O c N 45° O c	50°—80° südöstlich
Baden-Baden	N 78° O c	87° (süd)östlich
Großer Wald bei Gaggenau		
1. im Westen	{ N 72° O c N 74° O c	50° südöstlich 85° -
2. auf dem Schürckopf . . .	{ N 82° W c N 59° W c	81° südlich 87° südwestlich
3. östlich vom Schürckopf .	{ N 86° W c N 10° O c	84° nördlich 45° -
Sulzbach, Steinbruch a. d. Straße	N 43° O c	50° südöstlich
Silberrücken	{ N 62° W c N 17° W c	70° nördlich 55° östlich

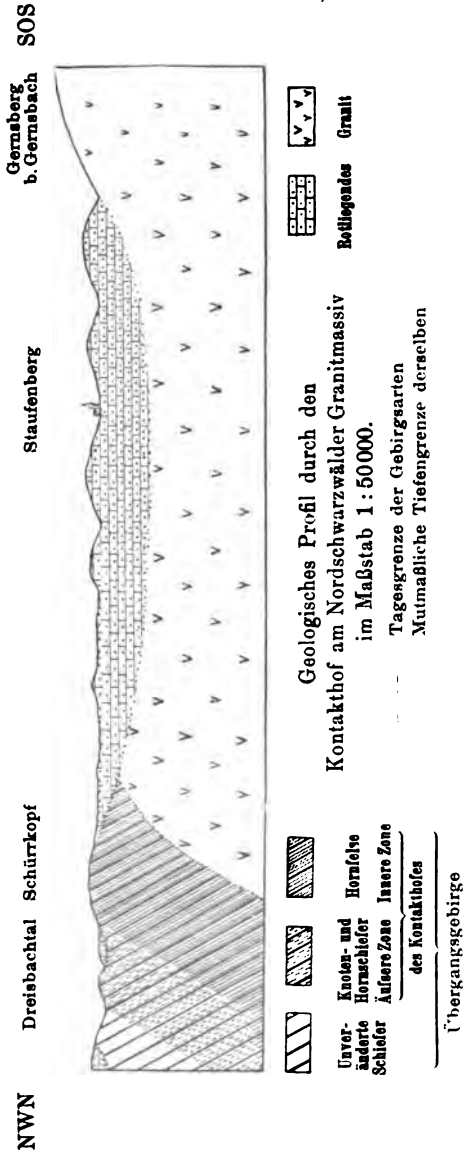
Das mutmaßliche Einfallen des für die Kontaktmetamorphose verantwortlich zu machenden Granitmassivs wäre

Hangende emporsteigen, so durchqueren wir zunächst die vom Kontakt unbeeinflussten Schichten und können alsdann die allmählich sich entwickelnden und immer stärker sich ausprägenden Veränderungen der Gesteine im Zusammenhang erkennen und begreifen so die ursprüngliche Zusammengehörigkeit hochkristalliner metamorpher Gesteine mit solchen fast normaler sedimentärer Ausbildung.

Das Übergangsgebirge zerfällt demnach auf Grund seiner Beteiligung am Kontakthof in folgende Partien:

A. Nordnordwestlich von
Ebersteinburg.
B. Im Dreisbachtale bei
Gaggenau.

- C. Im „Großen Walde“ bei Gaggenau.
- D. Bei Sulzbach (Steinbruch u. Silberrücken).
- E. Am Fuße des Amalienberges bei Gaggenau.
- F. Bei Baden-Baden.



„Unbeeinflusste Schiefer“ nebst „äußerer Zone des Kontakthofes“.

A. Übergangsgebirge nordnordwestlich von Ebersteinburg.

Das Übergangsgebirge nordnordwestlich von Ebersteinburg breitet sich von dem oberen Eberbachtal über die Haberäcker und Ziegelwasenschlucht nach der Schindelklamm zu aus und steigt von hier noch nach dem Oberen Ohl hinan, wo es schließlich von Oberem Rotliegenden diskordant überlagert wird. Nach Norden zieht zu den Rohrwiesen hinab noch ein Ausläufer entlang der Ziegelwasenschlucht.

Die Aufschlüsse in diesem Teil des Übergangsgebirges sind verhältnismäßig gut, da zwei quer zur Schichtung verlaufende Schluchten, die Schindelklamm und das Eberbachtal, den Schichtenbau des Gebirges erschließen. Steinbrüche oder Weganschnitte und über die Oberfläche hervorragende Riegel klären das zwischen den Schluchten gelegene Gebiet auf.

1. Profil des nordöstlichen, besonders durch die Schindelklamm erschlossenen Teiles.

Die für dieses Profil charakteristischen Gesteine lassen sich, vom Liegenden zum Hangenden aufsteigend, bezeichnen als:

- | | |
|--|---|
| a) Rotbraune Grauwackentonschiefer | } Nicht kontakt-
metamorphe
Schiefer. |
| b) Diabasschieferkomplex | |
| c) Serizitische Grauwackenschiefer | |
| d) Körnig kristalline Kalksteine und Dolomite. | |
| e) Gebänderter Biotithornschiefer | } Kontakt-
metamorphe
Schiefer der
„äußeren Zone“. |
| f) Biotithornschiefer | |
| g) Nicht erschlossen | |
| h) Biotithornschiefer | |
| Quarzit | |
| Quarzitische Tonschiefer | |
| Knotenschiefer | |
| i) Metamorpher Diabas | |
| k) Grauwacke | |
| Epidotführender Biotithornschiefer | |
| l) Knotenschiefer | |
| Quarzit | |

a) Steigt man vom Plattensandsteinbruch der unteren Schindelklamm bachaufwärts, so trifft man als ersten Vertreter des Übergangsgebirges rotbraune Schiefer, die in einem ver-

lassenen Bruche rechter Hand aufgeschlossen sind. Diese Schiefer fallen unter etwa 50° — 60° nach Südsüdosten ein und gehören somit den liegendsten Lagen des hier erschlossenen Übergangsgebirges an.

Was die Ausbildung dieses „schokoladebraunen“ Gesteins anbelangt, so erkennt man mit bloßem Auge eine deutliche Schichtung von etwa $\frac{1}{2}$ —1 mm dicken Lagen. Im Querbruch läßt sich mitunter eine Stauchung dieser Lagen beobachten, die dann auf den Oberflächen derselben als wellige Ausbildung in die Augen fällt. Das Gestein ist von rotbraunen Schnüren regellos durchzogen, die sich bei genauerer Betrachtung als Quarztrümer erweisen, in denen sich das rotbraune ferritische Pigment angehäuft und verdichtet hat. Auf den Schichtflächen sind zahlreiche winzige, silberweiße Glimmerblättchen zu beobachten. Das Mikroskop enthüllt im Gesteinsdünnschliff senkrecht zur Schichtung folgendes: Zwischen gekreuzten Nicols fallen sofort die zahlreichen einsprenglingsartigen klastischen Quarzkörnchen auf, neben denen Körner von polysynthetisch verzwilligtem Feldspat zwar zurücktreten, aber doch häufig bemerkt werden. Diese Quarz- und Feldspatkörner stehen nicht in direktem Verband miteinander, sondern treten isoliert auf, umgeben und miteinander verbunden durch eine mikrokörnige Masse von wahrscheinlich ebenfalls Quarz und Feldspat mit serizitischem schuppigen Muskovit, der durch seine Anreicherung oder sein Zurücktreten eine gewisse Variation des verkittenden Bindemittels bedingt. Wo die Serizitschuppen sich anreichern, da läßt sich von jenem mikrokörnigen Gemenge von Quarz und eventuell Feldspat wenig oder nichts erkennen, vielmehr drängen sich die Glimmerschüppchen, zu Bändchen und Fasern verdichtet, zwischen den größeren Quarz- und Feldspatkörnchen hindurch, zusammenhängend und wie ein Netzwerk den Schliff erfüllend, dessen Maschen Quarz- und Feldspatkörner bilden.

Vereinzelte Muskovitblättchen von größerer Dimension sind erkennbar und entsprechen den makroskopisch auf den Schichtflächen zu beobachtenden. An akzessorischen Gemengteilen wurde Zirkon und Turmalin erkannt. Die Rotbraunfärbung des Gesteins wird durch ein ferritisches Pigment bedingt, das aber nur dem feinkörnigen Bindemittel eingelagert ist, während die einsprenglingsartigen Körnchen fast durchweg frei davon sind.

Außer diesem Vorkommen in der unteren Schindelklamm lassen sich diese Gesteine, die man als Grauwackenton-schiefer bezeichnen könnte, in unserem Gebiet bis hinab zu

den Rohrwiesen und über die Ziegelwasenschlucht hinweg bis zu den Wiesen im Eberbachtale verfolgen. Dabei ist diese Zone besonders an Weganschnitten und in den im Walde emporragenden Felsklippen zugänglich. Letztere werden durch Gesteine mehr quarzitischer Natur gebildet, welche in der Streichrichtung der Schichten den Grauwackentonschiefern zwischengelagert sind und infolge ihrer größeren Widerstandsfähigkeit gegen die Atmosphärrillen in Riegeln hervortreten. Sie besitzen rötliche bis graugrünliche Farbe. Der Gesteinsdünnschliff zeigt im mikroskopischen Bilde deutliche Druckwirkungen und überdies folgende Zusammensetzung.

Ein klastisches, unregelmäßig-körniges Gemenge, das hauptsächlich aus Quarz besteht, doch auch viel Feldspat führt, der in polysynthetischen und z. T. gitterlamellierten Körnern (Mikroclin) leicht nachweisbar ist, wird von feinschuppig-serizitischen Bändchen und Fasern durchzogen, die dort, wo der Druck an den ausgleitenden Körnern sich auslöste, aufzutreten scheinen. Die Struktur ist durchaus klastisch. Ursprünglich mag ein quarziger, feldspatiger Sandstein vorgelegen haben. Im allgemeinen findet man den Quarz stärker zertrümmert und dynamisch beeinflusst (mit undulöser Auslöschung) als den Feldspat, der weit häufiger die größeren zu beobachtenden Körner bildet. Außer der Zerdrückung der Gesteinselemente fand auch eine Zertrümmerung des Gesteins selbst statt, dessen Risse und Spalten sekundär durch Quarz wiedererfüllt wurden. Zirkon und sehr wenig Turmalin treten akzessorisch auf. Die rötliche Bestäubung rührt auch hier von einem ferritischen Pigment her.

b) Diabasschiefer. Im Hangenden dieser Grauwackentonschiefer und der ihnen eingelagerten Quarzite folgt eine Gesteinszone,

„welche aus massigen, diabasartigen und grünen feinkörnigen oder dichten, teils mehr massigen, teils schieferigen Gesteinen gebildet wird“. (ECK.)

Aus dem Nachfolgenden wird es sich ergeben, daß diese Gesteinszone eine wechselvolle Mannigfaltigkeit dynamometamorph veränderter diabasartiger Gesteine darstellt bzw. verschiedene Phasen eines durch Gebirgsdruck bedingten Umwandlungsvorganges in diabasartigen Gesteinen erkennen läßt, die in mancher Hinsicht mit den von L. MILCH (1889, Die Diabasschiefer des Taunus) aus dem Taunus beschriebenen Diabasschiefern übereinstimmen. Nach MILCH werden durch Gebirgsdruck in Diabasgesteinen, je nach der Widerstands-

fähigkeit der einzelnen Mineralien und der Intensität des zur Auslösung gelangenden Druckes, Mineralneubildungen angeregt, die, je nach dem Grad ihrer Vollständigkeit und der verschiedenen Kombination derselben, eine ganze Reihe der verschiedensten Typen von Diabasschiefern hervorrufen. So werden von ihm die Diabasschiefer des Taunus in drei Gruppen eingeteilt, die sich durch die Führung charakteristischer Mineralneubildungen oder bestimmter Kombinationen solcher unterscheiden, und in welchen er verschiedene Grade der Metamorphose erkennen zu können glaubt.

Diese drei Gruppen der Diabasschiefer im Taunus charakterisieren sich nach ihm durch das überwiegende Auftreten von

- I. Aktinolith + Epidot,
- II. einem blauen Amphibolmineral,
- III. Chlorit.

Wir werden im folgenden sehen, inwiefern wir Analoga zu diesen Diabasschiefern des Taunus in unserem Gebiet aufzuweisen haben.

Aufschlüsse in dieser Schichtengruppe haben wir einmal

1. In dem Tälchen nordöstlich der Schindelklamm, wo graugrüne, dickbankige bis massige Diabasgesteine anstehen.

2. In der unteren Schindelklamm, wo durch Schürfungen ein Komplex von schieferigen und zum Teil sehr dünn-schieferigen Gesteinen entblößt ist. Zu unterst treten graugrüne, seidenglänzende Schiefer mit massenhaft zu beobachtenden garben- und büschelähnlichen Erhabenheiten auf den Schieferungsflächen auf, deren einzelne Nadelchen einem Amphibolmineral angehören.

3. Darüber folgt ein sehr dünn geschiefertes, grünes, serizitisches Gestein, das ganz den Habitus eines typischen Chlorit-schiefers besitzt.

4. Die hangendsten dieser Schichten in der Schindelklamm werden durch dickschieferige, graugrüne Gesteine mit Linsen und Trümmern von rötlichem Calcit gebildet.

5. Zwischen der Schindelklamm und der Ziegelwasenschlucht liegen im Streichen dieser Schichten Felsriegel von massigem grünen Gestein mit unebenen Rutschflächen.

Nach dem Eberbachtale zu scheint sich diese Schichtengruppe auszuweiten, wenigstens sind dort hierher gehörige Gesteine nicht mehr zu finden.

ad 1. Die in dem Tälchen nordöstlich der Schindelklamm anstehenden massigen bis dickbankigen Gesteine lassen mit bloßem Auge schwärzlichgrüne, meist matte und nur selten glänzende Durchschnitte eines der Amphibolgruppe zugehörigen Minerals erkennen. Bräunlich schimmernde Flecke, die durch ein glimmerig-schuppiges Aggregat hervorgerufen werden, sind nicht selten und treten besonders auf Rutsch- und Gleitflächen des Gesteins recht häufig auf. Die mikroskopische Untersuchung gibt uns folgende Aufklärung über Struktur und Zusammensetzung des Gesteins:

Zunächst sei die hellgrün durchsichtige Hornblende erwähnt, deren Pleochroismus hellgrün—hellgelblichgrün nur in sehr lichten Nuancen zum Ausdruck kommt. Sie erfüllt in kleinen und mittelgroßen stengelig-faserigen, meist terminal ausgefranzten Individuen fast das ganze Gesichtsfeld des Dünnschliffs. Unregelmäßige Flecken innerhalb der größeren Individuen nehmen allmählich bräunliche Tönung an, die intensiver wird und dann Pleochroismus, Licht- und Doppelbrechung des Biotits erkennen läßt. Zwillingsbildung nach der Querfläche ist sowohl bei den größeren Hornblendeindividuen wie kleineren Partikeln sehr häufig zu beobachten. Die Auslöschung beträgt im Maximum 21° . Neben dieser feinfaserigen uralitischen Hornblende tritt noch ein anderes Mineral recht augenfällig auf, das in feinkörnig aggregierten Häufchen dicht zerstreut umherliegt, seltener in etwas größeren, mit deutlicher Spaltbarkeit versehenen Körnern zu erkennen ist, die sich durch hohe Licht- und Doppelbrechung, gelbgrünlichen Pleochroismus und auf die wohl nach der oP-Fläche erfolgte Spaltbarkeit zu beziehende Auslöschung von 0° oder 28° als Epidot bestimmen lassen. Zwischen dem Uralit und Epidot schimmert bei gekreuzten Nicols eine blaugrau polarisierende Grundmasse hindurch, welche dort, wo durch Zurücktreten der oben erwähnten der Schleier etwas gelüftet wird, in klar durchsichtigen Körnern hervortritt, die den Eindruck von Neubildungsprodukten machen und nach ihrer Lichtbrechung vielleicht Albit sind. Längsgezogene Flatschen, die aus einem Flechtwerk von Biotit, viel mehr aber von Chloritblättchen bestehen und einzelne rote Eisenglimmerschüppchen führen, dürften Flächen entsprechen, in denen der Druck zur Auslösung kam und die makroskopisch erkenntlichen Rutscheln und Gleitflächen bedingte. Aus der mineralischen Zusammensetzung ersichtlich dürfte in diesem Gestein ein durch tiefgehende Prozesse metamorphosiertes diabasartiges Gestein vorliegen, das allerdings weder Struktur- noch Mineralrelikte

mehr besitzt, dessen gegenwärtige Zusammensetzung aber die für Dislokationsmetamorphosen von Diabasen charakteristischen Umwandlungsprodukte erkennen läßt, die durch Uralit, Epidot, Albit, Biotit, Chlorit, Eisenglimmer und Calcit im wesentlichen repräsentiert werden.

ad 2. Als Hangendes dieses „uralitisierten Diabases“ müssen wohl die in der unteren Schindelklamm in frischen Schürfungen erschlossenen Diabasschiefer betrachtet werden. Zu unterst liegt ein graugrünes, seidenglänzendes, gut-geschieftes Gestein mit garbenähnlichen Büscheln von 3 bis 5 mm langen Strahlsteinnädelchen auf den Schieferungsflächen. Im Dünnschliff aus dem Querbruch läßt sich folgendes erkennen: Im gewöhnlichen Lichte sieht man zunächst ein fast den ganzen Schliff erfüllendes engmaschiges Netzwerk hellgrüner Chloritblättchen, denen zahlreiche schwarze opake Erzflitterchen eingelagert sind. In Rissen und Sprüngen hat sich dieses Erz verdichtet, von denen dann eine rostbraune Imprägnation in die Umgebung ausgeht. Ich halte dieses Erz für Eisenoxyd. Die Ausbildung als roter Eisenglimmer ist selten. Feinkörnig aggregierte Häufchen mit starken Relief-schatten, also hoher Lichtbrechung, sind gleichmäßig über den ganzen Schliff zerstreut. Größere Körnchen darunter lassen sich durch gelbgrünlichen Pleochroismus und hohe Doppelbrechung als Epidot bestimmen. Langaushaltende Flatschen von dichter Chloritverflechtung und meist Epidotanhäufung geben durch ihre parallele Anordnung im mikroskopischen Bilde die Schieferung zu erkennen. Epidot, Chlorit und Eisenoxypartikelchen stehen als farbige Grundmasse einsprenglingsartigen, rosetten- und garbenähnlich aggregierten Prismen gegenüber, die sowohl durch die Gegensätzlichkeit ihrer Ausbildungsweise in dem sonst feinkörnig geschieferten Gestein als auch durch ihre skelettartige Beschaffenheit den Charakter von Neubildungsprodukten dartun. Die Querabsonderung der Prismen, zu diesen gehörige Querschnitte mit den typischen Amphibolwinkeln, die Auslöschung von $14-18^\circ$ und der Pleochroismus für $c = \text{blaugrün}$, $b = \text{gelbgrün}$, $a = \text{lichtgelb}$ lassen dieses Mineral mit Sicherheit als Strahlstein bestimmen. Betrachten wir den Dünnschliff zwischen gekreuzten Nicols, so zeigen die das Chloritnetzwerk durchbrechenden, farblos durchsichtigen Körnchen und Leistchen blaugraue bis hellgraue Polarisationsfarben. Wo die Chloritblättchen etwas zurücktreten, und ihr Netzwerk lokal sich auflichtet, kann man deutlich ein feinkörnigkristallines Mosaik klar durchsichtiger und äußerst frischer Körnchen wahrnehmen,

die im allgemeinen einheitlich ausgebildet sind, doch hin und wieder auch einfache Zwillingsbildung zeigen und von den durch undulöse Auslöschung sich zu erkennen gebenden Quarzkörnchen als Feldspatneubildungen mehr oder weniger leicht sich unterscheiden lassen. Diese durch ihre geringen Dimensionen schwierig näher zu bestimmenden Feldspatkörnchen dürften nach der ganzen Art ihres Auftretens und nach ihrer Licht- und Doppelbrechung mit einiger Sicherheit dem Albit zugerechnet werden. Darnach nehmen an der Zusammensetzung des Gesteins Chlorit, Epidot, Aktinolith, Albit, Quarz und Eisenoxyd teil.

Daß wir hier ein hochmetamorphes, und zwar durch Druck verändertes Gestein vor uns haben, das läßt sich nur auf Grund gewisser Analogien, insbesondere der angegebenen charakteristischen Mineralkombination der das Gestein zusammensetzenden Mineralien schließen. Welches Gestein der Metamorphose zugrunde lag, das läßt sich in der Ermangelung von Struktur- und Mineralrelikten direkt nicht entscheiden. Der geognostische Verband und die in den Mineralien gegebene chemische Zusammensetzung gestatten jedoch einen Hinweis auf ursprünglich diabasartiges Material.

ad 3. Über diesen strahlsteinführenden Grünschiefern folgen grüne, serizitische, sehr dünnschieferige Gesteine, deren Äußeres durchaus dem Habitus von Chloritschiefern entspricht.

Ein Dünnschliff parallel zur Schieferung enthüllt uns u. d. M. folgendes:

Bei der Betrachtung in gewöhnlichem Lichte fällt uns sofort ein wirrer Filz unregelmäßig sich kreuzender, aber, wie es scheint, durchweg in der Ebene des Schliffes ausgebildeter, stengeligfaseriger Prismen ins Auge. Die Prismen stimmen in ihrer Ausbildung, der Auslöschungsschiefe von $13-20^\circ$ und dem Pleochroismus für $c =$ bläulichgrün, $b =$ gelbgrün, $a =$ hellgelb im allgemeinen mit der farbenbildenden aktinolithischen Hornblende aus dem Liegenden überein. Zwischen den kleineren und größeren Lücken dieses Strahlsteinfilzes dehnt sich eine hellgrün—lichtgelb pleochroitische homogene Masse aus, der zwischen gekreuzten Nicols sehr niedere Interferenzfarben zukommen. In schönem Farbenkontrast zu diesem hellgrünen chloritischen Mineral stehen die lokal sehr angereicherten blutrotdurchsichtigen Eisenglimmerblättchen, die die einzigen Repräsentanten von Erz im Gestein sind. Von kleinen mikroskopischen Gemengteilen spielen winzige, stark licht- und doppelbrechende Körnchen durch ihre Häufigkeit geradezu eine Rolle in der Gesteins-

zusammensetzung. Es sind Epidotkörnchen, die so massenhaft auftreten, daß das mikroskopische Bild durch sie fast durchweg getrübt erscheint. Partien, welche nicht durch Chlorit und Strahlstein verhüllt sind, zeigen zwischen gekreuzten Nicols ein kristallines fein- bis mittelkörniges Aggregat, das anscheinend fast ganz aus Quarz besteht. Da Strahlsteinprismen mit diesen Aggregaten verwachsen sind, muß beiden gleiches Alter zugeschrieben werden, welche sich somit gegenseitig als Neubildungsprodukte dokumentieren.

Strahlstein und Chlorit haben in diesem Gestein relativ an Bedeutung stark zugenommen. Ihr Überwiegen gegenüber den anderen, mehr körnigen Gemengteilen hat daher auch der Textur die ausgesprochene Dünnschieferigkeit aufgeprägt. Es scheint, als habe sich in diesem Horizont der Gebirgsdruck vollkommener ausgelöst, wodurch die bessere Schieferung und eine Steigerung solcher metamorpher Produkte bedingt wurde, welche durch ebenflächige oder lineare Ausbildung den einseitigen Druckverhältnissen am besten Rechnung tragen konnten. Dieser Hinweis läßt uns verstehen, warum bei der Zunahme der durch Dislokationen hervorgerufenen Metamorphose die Entwicklung glimmeriger Mineralien, wie z. B. des durch relativ kleines Molekularvolumen charakterisierten Chlorits, besonders begünstigt ist. Naturgemäß hat im vorliegenden Fall die auf eine Ebene reduzierte Ausbildung linearer Gebilde, wie z. B. von Strahlsteinprismen, einen hohen Grad von Begünstigung erfahren, doch erscheint es uns wahrscheinlich, daß bei noch mehr gesteigerter Metamorphose die mehr begünstigten Glimmermineralien (Chlorit) auch den Strahlstein in der Ausbildung gehemmt und allmählich verdrängt hätten. Es müßte dann ein Gestein resultieren, das durch überwiegende Chloritführung gekennzeichnet wäre.

ad 4. Die hangendsten Lagen des Diabasschieferkomplexes in der Schindelklamm werden wieder von mehr dickschieferigen Gesteinen von dunkelgrüngrauer Farbe gebildet. Das Gestein ist sehr hart und splittrig. Die Gleitflächen zeigen serizitischen Glanz. Bei genauer Betrachtung des fast homogen erscheinenden Gesteins sieht man winzige schwarzglänzende Nadelchen aufblitzen, die amphibolitischer Natur sind. Linsenförmige Ausscheidungen von rötlichem Calcit sind am Handstück zu beobachten.

Der Dünnschliff enthüllt entsprechend dem andersartigen Habitus des Äußeren auch mikroskopisch etwas andersartige Verhältnisse, als wir sie in den beiden zuletzt besprochenen Typen gefunden haben.

Wie schon äußerlich an der massig-dickschieferigen Textur erkenntlich, ist eine bestimmte Richtung im Mineralverband nicht in so hohem Grade wie bei den obigen Gesteinen markiert. Die durch Schieferung bedingte parallele Struierung stengeliger Gebilde ist daher im mikroskopischen Gesichtsfeld nicht so streng zum Ausdruck gebracht; vielmehr sind zahlreiche Aktinolithstengel schief zur herrschenden Richtung gelagert, welche bei der Betrachtung in gewöhnlichem Lichte durch die parallele Anordnung hauptsächlich grünlicher Elemente hervorgebracht wird. Diese grünlichen Elemente erweisen sich einestheils in hellgrün-lichtgelblichen Blättchen mit niederen Interferenzfarben als Chlorit, während der übrige, schärfer konturierte Teil durch Längs- und Querschnitte eines amphibolitischen Minerals repräsentiert wird, das den für diese gesamte Diabaszone charakteristischen Pleochroismus für c = blaugrün, b = gelbgrün, a = lichtgelb besitzt und mit Sicherheit sich als Aktinolith bestimmen läßt. Der in solchen Gesteinen fast durchweg körnig auftretende Epidot erscheint auch hier in mikroskopischer Mittelkorngröße vom durchschnittlichen Durchmesser der übrigen Gesteinsgemengteile. Sein Pleochroismus und seine charakteristische höhere Licht- und charakteristische Doppelbrechung lassen ihn als solchen erkennen. Wenn im vorliegenden Gestein die Epidotkörnchen wieder größere Dimensionen annehmen gegenüber der winzigen Korngröße im liegenden Gestein, so sehen wir darin ebenfalls einen Ausdruck für den geringeren Grad mechanischer Beeinflussung.

Als Einlagerung in Strahlstein und Chlorit sind Erzfitter häufig zu beobachten, die sich durch die bisweilige dunkelblutrote Durchsichtigkeit als Eisenoxyd ergeben. Bei \times Nicols gibt sich zwischen den farbigen Gemengteilen eine blaugrau polarisierende körnig kristalline Grundmasse zu erkennen, welche wesentlich aus neugebildetem Feldspat (Albit?), weniger aus Quarz besteht.

Das im Steinbruch „am Waldwege, östlich derjenigen Biegung, mit welcher sich derselbe südlich vom Plattensandsteinbruche nach Südosten wendet“, erschlossene und im äußeren Habitus dem zuletzt besprochenen durchaus ähnliche Gestein mit den rötlichen Calcitlinsen und dem dunkelgraugrünen schieferigen Aussehen besitzt u. d. M. im Dünnschliff folgende Zusammensetzung. Chlorit, Epidot, Eisenoxyd und Aktinolith, der z. T. büschelig aggregiert ist, sind die farbigen Gemengteile, an denen Abweichendes nicht zu bemerken ist, und welche den oben beschriebenen Vorkommen durchaus

gleichen. Die mikroskopische Textur ist fein- bis mittelkörnig-schieferig. Die bei \times Nicols blaugrau polarisierende Grundmasse besteht aus einheitlichen und zwillingslamellierten Feldspatindividuen, welche in diesem Gestein besonders häufig kristallographische Formen erlangt zu haben scheinen und in leistenförmigen Querschnitten hervortreten.

ad 5. Zwischen der Schindelklamm und der Ziegelwasenschlucht stehen im Walde Felsriegel an, die noch in das Streichen dieser Diabaszone fallen.

Ein Handstück dieser Lokalität möge ebenfalls hier seine Beschreibung finden. Das grüne Gestein ist mehr massig als schieferig. Scharf ausgeprägte Schieferungsflächen sind nicht vorhanden, doch lassen die zahlreichen unebenen Rucheln am Handstück erkennen, daß das Gestein starken Pressungen unterlegen hatte. Bräunlichglimmeriges Aufblitzen deutet auf Anwesenheit von Biotit. Zeisiggrüner Epidot und rotes Eisenoxyd sind lokal mit bloßem Auge zu erkennen. Das Mikroskop enthüllt uns folgendes: Unter den farbigen Gemengteilen spielt eine blaßgrünpleochroitische, schilfigerfaserte Hornblende eine überwiegende Rolle. Diese filzigaggregierten, stengeligfaserigen Partikel werden von größeren Individuen derselben Substanz unterbrochen, die in allen Stadien der Zerfetzung und Zerkleinerung nachzuweisen sind und uns so die Abstammung der kleineren Hornblendefetzchen von großen einheitlichen Individuen erkennen lassen. Charakteristisch für solche Hornblenden ist ihre fleckenweise Umwandlung in Biotit. Die Auslöschungsschiefe beträgt $18 - 25^\circ$. Der Pleochroismus ist nicht einheitlich, sondern zeigt die fleckenweise Abtönung und Ausbleichung der Farben, wie es dem Uralit so besonders eigen ist. Den Uralitpartikeln und Biotitblättchen sind häufig Eisenoxydfitter oder Eisenglimmerschüppchen eingelagert. Zwischen diesen farbigen Gemengteilen liegt das farblose, zwischen gekreuzten Nicols blaugrau polarisierende kristalline Gemenge von Feldspat und sehr wenig Quarz. Sobald der Uralitfäz sich auflichtet, treten größere Partien nicht zwillingsgestreiften Feldspates hervor, deren Frische und optische Einheitlichkeit sich nur bei Neubildungsprodukten verstehen ließe, da bei der weitgehenden Zerfetzung des Uralits die Erhaltung derartiger, etwa ursprünglicher Partien nicht denkbar wäre. Eigentümlich für diese klardurchsichtigen Feldspate ist die reichliche Führung von Epidotkörnchen, die lokal eine massenhafte Anreicherung erfahren können, und das Hineinstrahlen von Hornblendeprismen und -nadeln, welche einen kompakteren Aufbau zu haben scheinen, auch ausgeprägten Pleochroismus für

c = grasgrün,
 b = gelbgrün,
 a = lichtgrün

besitzen und sich mit der Auslöschungsschiefe von ca 15° als Strahlstein ausweisen.

Obwohl auch für dieses Gestein eine direkte Ableitung nicht gelingen kann, da Struktur und Mineralführung sekundär sind, so mag doch bei der ausgesprochenen Ähnlichkeit mit dem aus dem Tälchen nordöstlich der Schindelklamm beschriebenen Vorkommen die Charakterisierung als uralitisierter Diabas zutreffen.

Nachdem wir nun die ganze Folge der durch Druckschieferung aus Diabas hervorgegangenen Diabasschiefer der unteren Schindelklamm kennen gelernt haben, mögen noch einige vergleichende Worte über sie gesagt werden. Die massigen, feinkörnigen Glieder unserer Reihe, die in ihrem äußeren Habitus noch am meisten an Diabase erinnern, sind in ihrer Zusammensetzung durch Uralit, Epidot und einen klardurchsichtigen, wohl dem Albit zugehörenden Feldspat als wesentliche Gemengteile charakterisiert, denen als Nebengemengteile Biotit, Aktinolith, Quarz und Eisenoxyd beitreten können. Da in der ganzen Gruppe der Diabasschiefer Albit und eventl. Quarz als saure Derivate der Diabasfeldspate und somit als Repräsentanten farbloser Gemengteile immer vorhanden sind, so sei die die einzelnen Stadien der Metamorphose charakterisierende und unterscheidende Mineralkombination auf die farbigen Gemengteile beschränkt. „Uralit + Epidot“ wäre demnach die bezeichnende Mineralführung für die Zone geringerer Metamorphose. Es sei darauf hingewiesen, daß wir es hier noch mit körnig ausgebildeten Mineralien zu tun haben. Unter den Nebengemengteilen spielen Biotit (bezw. Chlorit) und Aktinolith die bedeutungsvollste Rolle. In dem äußerst labilen Uralit hat bereits die Umwandlung in die unter hohem Druck existenzfähigeren Glimmermineralien begonnen, welche den Uralit schließlich ganz ersetzen können, wobei der anfänglich begünstigte Biotit selbst wieder eine Überführung in Chlorit erfährt.

Was die Bildungsweise des Aktinoliths anbelangt, so ist hervorzuheben, daß er nicht wie diese Glimmermineralien als direktes Umwandlungsprodukt zu betrachten ist, sondern daß ihm eine selbständige Entstehungsweise, mit eigenen Kristallisationszentren, zugeschrieben werden muß. Dasselbe gilt von Albit, Quarz und Epidot. Aktinolith und Albit deuten auch

häufig durch ihre eigentümliche Verwachsung die Gleichzeitigkeit ihrer Bildung an.

Die Beobachtung der Verhältnisse in der Natur lehrt uns, daß bei zunehmender Metamorphose eine Anreicherung von Strahlstein erfolgt, neben welchem dann stets eine größere oder geringere Menge von Chlorit anwesend zu sein pflegt, je nach dem Grad der Druckschieferung des Gesteins. In allen diesen Zonen metamorphosierten Diabases tritt Epidot auf. Sein Vorkommen scheint daher nur in der Korngröße vom Grade der Druckschieferung abzuhängen. Nach diesen Ausführungen können wir eine zweite Gruppe von Diabasschiefern nach ihrer Mineralführung charakterisieren, und zwar durch „Aktinolith + Chlorit + Epidot“.

Damit wäre nun eigentlich die Mannigfaltigkeit von Diabasschiefern im Bereich der Schindelklamm erschöpft. Ich erinnere jedoch an die weiter oben angeführte Tendenz der Begünstigung einer Chloritentwicklung, deren Ergebnis ein durch überwiegende Chloritführung gekennzeichnetes Gestein wäre.

Die Analogie mit den Diabasschiefertypen im Taunus ist augenscheinlich. Die Stadien der Dislokationsmetamorphose des Diabases beider Lokalitäten seien hier nebeneinander gestellt.

Taunus (L. MILCH).

- I. Aktinolith + Epidot.
- II. Blaues Amphibolmineral. }
- III. Chlorit.

Schindelklamm.

- I. Uralit + Epidot.
- II. Aktinolith + Chlorit + Epidot.
- III. Chlorit.

c) Über der eben beschriebenen Diabasformation findet sich im Schindelbachtal ein Komplex rötlichgrauer Schiefergesteine anstehend, die an der Talwand in mächtigen, riegelbildenden Felsen vorspringen und weiter westlich durch die obere Ziegelwasenschlucht noch einmal angeschnitten sind. Diese Schiefer lassen auf den Schichtflächen kleine Knötchen erkennen, die aber mit Knoten der Knotenschiefer nichts zu tun haben, sondern im Dünnschliff sich als größere Körnchen von Quarz oder Feldspat erweisen, welche bei der Druckschieferung der Zerquetschung entgangene Residua einer ursprünglich sandig-grauwackigen Ausbildung darstellen.

Parallelfaserige Züge von Serizit umschließen Körner und Körneraggregate in Linsenform, die wesentlich aus Quarz, aber auch häufig aus Feldspat bestehen. Die Struktur ist deutlich klastisch. Das Gestein ist schieferig und stellt einen serizitischen Grauwackenschiefer dar.

Nach dem Hangenden zu werden die Quarz- und Feldspatkörner kleiner, die serizitische Substanz nimmt immer mehr zu, wodurch die Schieferung deutlicher ausgeprägt wird, während die knotenartigen Erhabenheiten allmählich verschwinden. Schließlich sind diese Körner fast verschwunden, und die feinschuppig serizitische Masse erfüllt ein feines alio-triomorph körniges Quarz-Feldspatgemenge, abwechselnd in dichten und weniger dichten Lagen. In einigen Lagen geht der Serizit in grünschuppigen bis feinblättrigen Glimmer über, der den Pleochroismus dunkelgrün-hellgelb besitzt und dem Biotit angehört.

Diese Schiefer lassen sich nach Osten bis zum Oberen Ohl hinauf verfolgen. Ihre Mächtigkeit wird von H. ECK auf 75 m eingeschätzt.

• Die petrographische Beschaffenheit dieser Gesteine kann aus den mit Druckschieferung in Zusammenhang stehenden Vorgängen erklärt werden. Ich möchte das deshalb besonders betonen, weil KLOOS und mit diesem ebenso H. ECK, allerdings mit Vorbehalt, die angeführten Gesteine mit Spilositen und Knotenschiefern vergleichen.

Auch die aus dem Hangenden dieser serizitischen Grauwackenschiefer noch zu beschreibenden echt kontaktmetamorphenen Schiefer der Schindelklamm und des Eberbachtals werden von H. ECK mit der von zwei Diabaslagern ausgegangenen Kontaktwirkung erklärt¹⁾. Gegen diese Deutung spricht nicht allein die große Mächtigkeit der kontaktmetamorphenen Schiefer, welche, ohne die an das untere Diabaslager unmittelbar angrenzenden Grauwackenschiefer, etwa 300 m beträgt und daher die Gesamtmächtigkeit der beiden lagerartig auftretenden Diabasmassen um mehr als das Vierfache übertrifft. Diese Kontaktwirkung würde sogar erst in einer Entfernung von 75 m, von dem mächtigeren der beiden Diabaslager an gerechnet, beginnen, da die sich dazwischen schiebenden serizitischen Grauwackenschiefer gar keine, auch nicht entfernte Ähnlichkeit mit Diabaskontaktschiefern, den sogen. Spilositen, haben.

¹⁾ Näher in Zahlen ausgedrückt, beträgt die Mächtigkeit nach H. ECK:

des unteren Diabaslagers (Schindelklamm)	ca 50 m
der serizit. Grauwackenschiefer	- 75 m
der kontaktmetamorphenen Schichten bis z. ob. Diabasl.	- 160 m
des oberen Diabaslagers (Eberbachtal)	- 25 m
der kontaktmetamorphenen Schichten über d. ob. Diabasl.	- 115 m

d) 3 Schritte oberhalb des Zusammentritts der zwei Schluchten im oberen Schindelbachtal treten rötliche Kalksteine mit Quarzgerölleinschluß und Tonschieferflasern sehr wenig mächtig auf. Durch die Anordnung der Tonschieferflasern wird in roher Weise Schieferung angedeutet. Der Calcit ist mittelkörnig kristallin — Quarzkörner und -linsen sind dem Calcit häufig eingelagert. Wenige Schritte bachaufwärts steht eine weiße dolomitische Bank an, einen kleinen Wasserfall veranlassend. Dieser Dolomit ist kristallin und enthält zahlreiche Einsprenglinge von Pyrit.

e) Einige Schritte oberhalb der dolomitischen Bank fanden sich Blöcke und, wie es scheint, auch anstehender Fels eines „adinolähnlichen“ dunkelgrauschwarzen Gesteins mit splitterigem Bruch, zahlreich eingesprengten Eisenkiespartikeln und rost-roten Flecken von Eisenoxyd. In Handstücken läßt dieses dichte Gestein mehr massig - dickschieferige oder gebändert-schieferige Textur erkennen, je nachdem in dem makroskopisch fast homogenen Gestein bald zeisiggrüne, bald rosafarbene feinkristalline Bänder und Lagen mehr zurücktreten oder mehr den Habitus des Gesteins bestimmen. Durch die mikroskopische Untersuchung erfahren wir über die Zusammensetzung des Gesteins, daß es aus lagenweis wechselnden biotitschüppchen- und blättchenreichen und -ärmeren Zonen aufgebaut wird, welche durch ihre äußere Gliederung und die Art ihrer Mineralgruppierung die Schichtung des Gesteins bekunden. In den dichteren Zonen lassen sich bereits deutlich individualisierte und feinkristalline Elemente erkennen, welche besonders durch parallel zur Schieferung gleichsinnig orientierte Biotitschüppchen repräsentiert werden, deren engmaschiges Netzwerk die Dichtigkeit und dunkle Färbung des Gesteins bedingt. Wesentlich unterstützt wird die Paralleltextur durch die lokal massenhafte Einlagerung von Epidotsäulchen, die nach den biotitarmen und -freien Zonen zu dichter gruppiert sein können und in diesen lagenartig auftretenden gröberkristallinen Quarz-Feldspataggregaten eine Anreicherung in Körnerform erfahren, welche am Handstück die zeisiggrüne Farbe mancher Bänder bedingen. Bemerkenswert ist das relativ häufige Vorkommen dunkelgrau-blau — lichtrosa pleochroitischer Turmalinsäulchen. Längs gestreckte opake Erzkörner treten ebenfalls recht zahlreich auf.

Neben den Epidotkörnern pflegen in den oben erwähnten „lagenartig auftretenden gröberkristallinen Quarz-Feldspataggregaten“ Calcitkristalle entwickelt zu sein, die in ihrer Bedeutung Epidot zu ersetzen scheinen, da mit ihrer Zunahme Epidot proportional abnimmt, in manchen Bändern sogar

ganz verdrängt wird, so daß am Handstück rötlichkristalline Bänder durch allmähliche Übergänge mit zeisiggrünen verknüpft sein können.

Die mikroskopische Kristallinität ist in den verschiedenen Zonen dieses Gesteins nicht allgemein gleichmäßig entwickelt, ja selbst nicht einmal innerhalb derselben Zone. Vielmehr ist z. B. in der Glimmerausbildung die ganze Skala winzigster Schüppchen bis zum flatschenbildenden grobblättrigen Biotit-aggregat vorhanden. Feldspat und Quarz bilden in solchen und manchen glimmerfreien Lagen ein feinkörniges, anscheinend allotriomorphes Gemenge, während in vereinzelt Linen und besonders in feldspatreichen Teilen calcit- und epidotreicher Lagen ein mittelkörnig kristallines Aggregat zur Ausbildung kam, dessen kristalliner Verband oft deutlich genug an Hornfelsstruktur erinnert. In der Zunahme der Korngröße dürfen wir eine Steigerung des kristallinen Charakters erkennen. Der Grund für die Verschiedenheit kristalliner Entwicklung innerhalb so enger Grenzen ist wohl in der wechselnden chemischen und mineralogischen Zusammensetzung des ursprünglichen Stoffes zu suchen.

Die von ECK eingeführte Bezeichnung dieses Gesteins als „gebänderten Biotithornschiefer“ möchte ich aufrecht erhalten.

f) Im Wasserriß der Schindelklamm selbst nicht aufgeschlossen, dagegen am Waldwege auf halber Höhe an der westlichen Talwand angeschnitten, findet sich ein grünes, häufig zerklüftetes und wieder verkittetes Gestein, das seiner Lagerung nach als Hangendes der obigen Biotithornschiefer zu betrachten ist. Am Handstück lassen sich lichtgrüne und blaßrötliche Bändchen und Schmitzen erkennen, die in dem dickschieferigen, fast dichten Gestein Schichtung andeuten. Nester von dunkelgrünen Blättchen von Biotit sind mitunter häufig. Verwitterte und ausgelaugte Putzen sind durch Eisenhydroxyd gelbbraun gefärbt. Der Dünnschliff zeigt u. d. M. ein lockeres Netzwerk feiner Biotitschüppchen, zwischen denen eine feinbestäubte, undifferenzierte, blaugrau polarisierende Feldspatmasse sich ausbreitet. Die Gleichmäßigkeit dieser dichten Hornschiefersubstanz kann unterbrochen werden durch Partien, in denen die Biotitblättchen mehr faserig angeordnet sind und dann um mittelgroße Quarz- und Feldspatfragmente sich herumlegen. Zahlreiche Trümer, die von Quarz und Chlorit erfüllt werden, treten an Stelle einstiger Kluftflächen auf. Akzessorisch sind Zirkon und der mit dem Vorkommen im Liegenden übereinstimmende Turmalin.

Ähnliche und dem Horizont nach entsprechende Gesteine, die geringe, aber bedeutsame Strukturmodifikationen zeigen, werden wir in dem Profil aus dem Eberbachtal kennen lernen.

Über dieser Zone folgt im Wasserriß des Schindelbaches eine wenig mächtige fein- und mittelkörnige, kristalline Kalksteinbank, die mit den hangenden Schichten einen Wasserfall verursacht. Letztere werden wieder durch grüne Schiefer gebildet, welche einen etwas weniger splitterigen Bruch haben und parallel zur Schieferung weißrötliche Schmitzen von Calcit führen. Die lokal recht deutliche Gelbgrünfärbung weist auf einen erheblichen Gehalt an Epidot hin. Im Dünnschliff aus dem Querbruch erkennen wir schon mit bloßem Auge zur Schieferung verlaufende, sehr zahlreiche, etwa 2—3 mm lange und 0,2 mm gleichmäßig breite strichartige Schmitzchen, denen im Gegensatz zum übrigen Gestein die Braunfärbung durch Glimmer fehlt, und die u. d. M. ein graublau polarisierendes Feldspataggregat zeigen, in dem die Art der Epidotführung, das zerstreute Auftreten von Eisenkieskörnern und Turmalinkriställchen ganz dem Vorkommen in der dichten Hornschiefermasse des übrigen Gesteins entspricht, nur daß die Biotitschüppchen sehr stark zurücktreten oder fehlen. Ob diesen strichartigen Aufhellungen des Gesichtsfeldes eine höhere Kristallinität zuzusprechen ist, läßt sich nicht bestimmen. Trümer mit mittelkörnigem Quarzaggregat, die ebenfalls beobachtet werden können, sind anderer Natur. Bei der großen Regelmäßigkeit der Anordnung und Verteilung der oben beschriebenen Bildungen ist als Ursache ihrer Entstehung ein geologischer Faktor nicht unwahrscheinlich.

g) Über diesen Schichten folgt sowohl in der westlichen Schlucht des Schindelbaches als entsprechend im Eberbachtal eine Zone ohne Aufschluß, so daß wir uns über diesen Teil des Profils nicht aufklären können.

h) Doch sind im Wasserriß des Schindelbaches wie auch am Waldwege Gesteine erschlossen, die als Hangendes dieser Zone zu betrachten sind. Es ist ein Komplex geschieferter Gesteine von schwarzer bis grauer Farbe, mit Seidenglanz auf den Schieferungsflächen und putzenartigen Einlagerungen von schwarzgrünem Biotit, Quarz und eventuell rötlichem Feldspat.

Am Waldwege zeigen hiehergehörige Gesteine gerstenkornartige Prägungen auf den Schieferungsflächen.

Im unteren Teil dieser Schichtenfolge finden wir einen Quarzit eingelagert. Sein Liegendes wird durch dunkelgraue,

dickschieferige Gesteine mit putzenartigen Einlagerungen von Biotit, Quarz und Feldspat gebildet, das schon äußerlich den Eindruck eines Hornschiefers macht, der durch die mikroskopische Untersuchung bestätigt wird. Akzessorisch ist Turmalin und Epidot.

Der Quarzit ist ein rötlichgrau geflammtes Gestein mit splitterigem, fettglänzendem Bruch. Schieferung ist am Handstück nicht zu erkennen. U. d. M. ergibt sich das Gestein als semikristallines, klastisches, gleichmäßig körniges Aggregat von Quarz, dem nur wenig Feldspatfragmente zwischengemengt sind. Serizit in Fasern und mittelgroße Blättchen von Muskovit stellen das Glimmermaterial, das nur ganz lokal von Biotit gebildet wird. Undulöse Auslöschung der Quarze und der faserige Verlauf der glimmerschuppigen Schnüre sind die Merkmale einer stattgehabten Druckschieferung. Außer der Entwicklung feiner Biotitschüppchen läßt sich nichts auf Kontaktwirkung zurückführen.

In der Fortsetzung der westlichen Schindelbachschlucht oberhalb des Waldweges stehen deutlich und gut geschieferte Gesteine an, die bisweilen ganz den Habitus von Dachschiefern erreichen, aber nicht ganz einheitlich spalten. Die erwähnten putzenartigen Einlagerungen treten auch hier auf. Mehr hangendere Schichten werden wieder hart splitterig und nähern sich in der mikroskopischen Ausbildung quarzitisches Tonschiefern.

Östlich von dieser Schlucht zeigen diese Schiefer verschiedene Modifikationen in der Ausbildung. Gleich am Waldwege angeschnitten, treffen wir graugrüne, seidenglänzende Schiefer mit gerstenkornartigen Zeichnungen auf den Schieferungsflächen, die als stärker glänzende, grüne Gebilde besonders am frischen Anhieb sichtbar sind. U. d. M. finden wir ein feinkörnig-quarziges Gemenge mit einer lagenweise gruppierten Glimmerführung, welche im allgemeinen durch serizitischen Muskovit, weniger durch chloritische und biotitische Schüppchen gegeben ist. Akzessorisch ist Turmalin und Erz, das in zahlreichen Körnchen auftritt.

Innerhalb der glimmerführenden Lagen finden sich nun Partien, die durch größere Serizitblättchen mit grellen Polarisationsfarben auffallen. Chlorit pflegt darin etwas reichlicher zu sein, dagegen Biotit selbst dann zu fehlen, wenn die Partie auch inmitten biotitführender Schichtenlagen auftritt. Diese etwas gröber schuppigen, in ihrer Kristallinität deutlicher ausgeprägten Partien entsprechen den knoten- und gerstenkornähnlichen Zeichnungen auf den Schieferungsflächen.

Ich glaube in diesen Gesteinen Übereinstimmung mit den Knotenschiefern ROSENBUSCHS zu finden und benenne daher diesen Typus „Knotenschiefer“.

Wechsellagernd mit diesen Knotenschiefern treten solche grüngraue geschieferte Gesteine auf, die derartige Knoten nicht besitzen, und die auf dem Querbruche deutliche Schichtung zeigen. Etwa 1 mm starke Schieferlamellen wechseln ab mit Linsen und 2—3 mm dicken Lagen von fettglänzend quarziger, feinkörnig aggregierter Zusammensetzung.

Aus der östlichen Schlucht des oberen Schindelbachtals liegt ein Handstück eines dunkelgraugrünen Schiefers vor mit rötlichen Calcitlinsen und einem grünen kristallinen Trum, das der Schieferung nach das Handstück durchsetzt. Dem Habitus nach kann es nur dieser Schichtenzone eingegliedert werden. Das Mikroskop enthüllt uns hierüber folgendes: Die schon mit bloßem Auge im Dünnschliff zu erkennenden braunen Partien zeigen u. d. M. die typische Ausbildung als epidotkörnchenreicher Biotithornschiefer, wie er der Untersuchung bis jetzt schon mehrfach vorlag. Zwischen diesen Schieferpartien und diese zum Teil ganz verdrängend, breiten sich hochkristalline mittel- bis sehr grobkörnige Aggregate aus, die durch eine schwachpleochroitische Hornblende mit dem Farbenschema $c = \text{grün}$, $b = \text{gelbgrün}$, $a = \text{lichtgelblich}$ und die sehr reichliche Führung von Titanit charakterisiert sind. Die Hornblende mit ihrer Auslöschungsschiefe von 21° zeigt große Durchschnitte mit nach keiner Richtung bevorzugtem Wachstum, die häufig in hornfelsartiger Weise durchbrochen werden von rundlichen Körnern der quarzig-feldspatigen Grundmasse. In dem Grade, in dem durch das Eintreten von Hornblendekristallen in die Hornschiefersubstanz diese immer mehr zurücktritt, ist im farblosen Gesteinsgemenge eine immer deutlichere kristalline Umänderung zu beobachten, die so weit geht, daß schließlich die charakteristische Verbandsweise des Hornfelses resultiert. Ein grobkörniges, kristallines Calcittrum sei aus dem Bild des Dünnschliffs noch erwähnt. Die beiden Gesteinstypen, die hier nebeneinander entwickelt sind, sind nicht sowohl durch verschiedene Mineralkombination und verschiedenen Grad kristalliner Ausbildung als auch in erster Linie durch die andersartige Entstehung voneinander unterschieden. Die Betrachtung der mikroskopischen und makroskopischen Verhältnisse macht es uns klar, daß in der kristallinen Masse, die fremdartig dem Schiefer gegenübersteht und trumartig sich in ihm ausdehnt, eine Injektion eruptiven Materials vorliegt, das auf Diabas sich zurückführen lassen dürfte.

Den hangendsten Schichten dieser Schieferzone eingelagert steht in der Rinne der westlichen Schlucht des Schindelbaches, etwa 20 Schritte oberhalb des Waldweges, ein buntstreifiges, feinkristallines Gestein an. Das Handstück zeigt ausgezeichnete Bänderung, da rötliche und graue dichte Gesteinslagen mit körnigkristallinen von dunkelgrüner Farbe wechsellagern. Auch im Dünnschliff läßt sich die Bänderung des Gesteins sofort erkennen. Langsam auskeilende Linsen und Lagen mit Schieferbeschaffenheit fallen sofort infolge ihres andersartigen Gesteinscharakters neben dem sonst körnigkristallinen, hornblendereichen Gesteinsteil auf. Sowohl in bezug auf Mineralkombination, Korngröße und Struktur als auch in der hieraus abgeleiteten Entstehungsart kann man im Dünnschliff zwei durchaus verschiedenartige Gesteinstypen einander gegenüberstellen. Die bereits erwähnten schieferigen Lagen stimmen in ihrer Ausbildungsweise mit epidotführenden Biotithornschiefen aus liegenden Schichten überein. In diesem feinkörnig kristallinen Schiefer treten vereinzelte scharfumschriebene Quer- und Längsschnitte von Strahlstein auf, die sich durch das hornfelsartige Durchbrochensein mit Feldspatkörnchen der Schiefermasse als fremdartige sekundäre Bildungen erweisen.

Diese Schieferbändchen treten untergeordnet auf. Der vorwiegende Teil wird durch ein hochkristallines grobkörniges Gestein gebildet, in dem Hornblende die herrschende Rolle spielt. In dichten Aggregaten sind die Hornblendeindividuen regellos unter sich verzahnt, während isoliertere Körner eine innige Verwebung mit dem körnig kristallinen Feldspatgemenge erkennen lassen. Calcit ist in erheblicher Menge vorhanden, und zwar sowohl innerhalb von Hornblendeindividuen als auch in den Interstitien der Feldspatkörnchen. Epidot und Titanit in Körnern vervollständigen das Bild der mineralischen Zusammensetzung. Für die Erklärung dieser hochkristallinen Partien nach ihrer mineralischen und chemischen Seite ist die Annahme von eruptivem Material wahrscheinlich. Die Art der Verteilung und Anordnung der Schieferrelikte spricht für intensive Aufblätterung und Injektion von Schiefer durch Diabasmaterial. Diese Injektionen sind Zeugnisse für die Nachbarschaft eines Diabaslagers.

i) Den Abschluß unseres Profils in der westlichen Schlucht des oberen Schindelbaches bildet im Hangenden der eben beschriebenen Schieferzone ein körnig flaseriges Gestein, das von Konglomeraten des oberen Rotliegenden diskordant überlagert wird. Grüne, rotgefleckte Farbe, hohes Eigengewicht und die körnig flaserige Textur lassen sich am Handstück wahr-

nehmen. Wohl hat auch in diesem Gestein Druckschieferung gewirkt, doch hat sich der Druck nur in faserig verlaufenden Partien intensiver ausgelöst, während in dazwischenliegenden Linsen die körnig kristalline Struktur des ursprünglichen Gesteinsmaterials mehr oder weniger erhalten blieb. U. d. M. erkennen wir im gewöhnlichen Lichte die körnig kristallinen Linsen durch Hornblendeaggregate repräsentiert, deren Einzelkristalle einen kräftigen Pleochroismus $c = \text{bläulichgrün}$, $b = \text{grasgrün}$, $a = \text{hellgelb}$ zeigen und eine Auslöschungsschiefe von zirka 18° besitzen. Einzelne Prismen dieser aktinolithischen Hornblende richten sich nach außen zu in konzentrischen Lagen ein, die im Dünnschliff als Striemen erscheinen. Brauner Biotit macht sich daneben immer mehr breit und gewinnt schließlich die Oberhand. Auch hierin sehen wir wieder den höheren Grad der Metamorphose zum Ausdruck gebracht. Auffallend ist die außerordentliche Teilnahme von Ilmenitkörnern mit randlicher Leukoxenbildung, Häufchen von Titanitkörnern und -kristallen und rotem Eisenglimmer am Aufbau des Gesteins. Epidot ist zwar vorhanden, tritt an Bedeutung aber weit hinter Titanit zurück, dagegen erfährt der blutrotdurchsichtige Eisenglimmer besonders in den Striemen eine derartige Anreicherung, daß er wie eine Achse der Strieme deren Verlauf hervorhebt. Die Titanitkriställchen sind nicht primärer Natur, sondern das Endprodukt der Zersetzung von Ilmenit, dessen überschüssiger Eisengehalt wahrscheinlich im Eisenglimmer wiederzufinden ist. Von Eisenkies konnte nur ein einziges Körnchen beobachtet werden. In den Lücken dieser farbigen oder durch starke Reliefschatten hervortretenden Gemengteile erkennen wir leichtgetrübt Durchschnitte eines Minerals, die sich durch die gesetzmäßige Interposition von Erzflittern als kristallographische Einheiten vermuten lassen. Zwischen ihnen liegen rundliche, klar durchsichtige Partien, die zwischen gekreuzten Nicols durch undulös auslöschende Quarzkörner repräsentiert werden. Jene Kristalldurchschnitte sind Feldspate, die in den körnig kristallinen Partien des Gesichtsfeldes mittelgroße Leistenform besitzen. Selten sind diese noch frisch, meist zeigen sie Zersetzung, die in allen Stadien der allmählichen Verdrängung der Feldspatsubstanz verfolgt werden kann. Zunächst treten in einem fast ganz gesunden, graublau polarisierenden Feldspat den Spaltrissen entlang feinste Fäserchen eines stärker doppelbrechenden Mineralen auf, wodurch die Spaltrisse erst hervorgehoben werden. Die Fasern werden dicker und polarisieren mit gelber Farbe. Wie ein Netzwerk breitet sich diese Substanz über den Feldspat aus, immer

dichter werdend, bis schließlich Aggregatpolarisation resultiert, um endlich sich dann zu einheitlich polarisierenden Blättchen zu verdichten, die parallel zur Achse der Leisten auslöschen. Farblosigkeit, Licht- und Doppelbrechung charakterisieren die Substanz als Muskovit. Da der Muskovit innerhalb der einstigen Feldspate in bestimmter Weise angeordnet zu sein scheint, so ist es unschwer, in diesen Muskovitpartien die Form einstiger Feldspateinheiten wieder zu erkennen.

Die mittelgroßen Feldspatleisten und ihre Pseudomorphosen sind richtungslos gelagert und bedingen dadurch die Bildung von Zwickeln, die mit undulös auslöschendem Quarze erfüllt sind. Die Identität dieser Struktur mit der als „divergentstrahlig“ bezeichneten ist zweifellos. Danach hätten wir einen metamorphen körnigen Diabas vor uns, eine Annahme, die durch die, wenn auch sekundäre Mineralkombination wesentlich gestützt wird.

Die weiter oben aus der Injektion von Schiefern abgeleitete Nachbarschaft eines Diabaslagers erfährt durch diesen Befund ihre Bestätigung.

Da H. ECK für diese Zone des Übergangsgebirges nur in den Haberäckern und im Eberbachtal Diabas angibt und das Fehlen desselben im Schindelbachtal hervorhebt, so wäre hierdurch der Nachweis für das Vorhandensein des oberen Diabaslagers im Schindelbachtal erbracht.

An dieser Stelle sei ein in mancher Hinsicht bedeutsames Gestein erwähnt, das im Wasserriß der westlichen Schlucht des Schindelbaches, über dem Waldwege, in mittelgroßen Blöcken gefunden wurde. Ob es hier auch ansteht, konnte zwar mit Sicherheit nicht ermittelt werden, doch ist es sehr wahrscheinlich, da weit und breit ähnliche Gesteine nicht bekannt sind, und seine Mächtigkeit auch hier, nach den Blöcken zu schließen, nur ganz unbedeutend sein kann. Äußerlich ist es ein rötliches, dichtes Gestein, in dem Spaltflächen von Feldspat und Biotit aufblitzen. U. d. M. erkennen wir in einer mikrogranitischen Grundmasse zahlreiche Einsprenglinge von idiomorphen Feldspaten mit Zonarstruktur. Um getrübt, in Zersetzung begriffene, kristallographisch scharf begrenzte Kerne legt sich stets ein frischer, klar durchsichtiger Mantel, dessen mitunter unscharfe Kontur mit der körneligen Grundmasse verwachsen ist. Die einsprenglingsartigen Biotitblättchen zeigen stets magmatische Resorption und sind oft nur in Spuren noch zu erkennen. Muskovit ist nur in kleinen Blättchen vorhanden, z. T. als Interposition der Feldspatkerne. Zwischen großen Feldspaten zeigt die Grundmasse eine Art fluidaler Anordnung.

Struktur und Mineralführung charakterisieren das Gestein als Granitporphyr bzw. Granophyr, womit das wahrscheinlich gangartige Auftreten übereinstimmt.

Die Bedeutung, die diesem Vorkommen zukommt, liegt darin, daß wir in der Teufe des Übergangsgebirges Granit vermuten müssen, zu dessen Ganggefolgschaft dieser Granitporphyr gehört, der jünger sein muß als die Dislokation des Übergangsgebirges, da er keinerlei Pressungsphänomene zeigt.

k) Im Osten dieser Lokalität, am Waldwege, sind im Hangenden der Knotenschiefer noch höhere Lagen des Profils erschlossen. Zunächst folgen hier graue, geschieferte, fettglänzende Gesteine, die u. d. M. klastische Struktur und eine Gesteinszusammensetzung aus Quarz- und Feldspatfragmenten zeigen, wobei ein feinkörniger Kitt zwischen diesen auftritt. Glimmer tritt in Form von Biotitschüppchen innerhalb des feinkörnigen Kittes auf. Die Korngröße der Fragmente ist verschieden. Akzessorisch sind Turmalin und vereinzelte Muskovitblättchen.

Struktur und Mineralführung lassen das Gestein als durch Kontakt wenig veränderte „Grauwacke“ erscheinen.

Nach dem Hangenden zu nimmt diese geschieferte Grauwacke dunkle bis schwarze Farbe an und wird zugleich feinkörnig bis dicht. Durch Zurücktreten des schwarzen Pigmentes in rötlich erscheinenden Linsen und Lagen, denen zeisiggrüne Mineralpartien eingelagert sind, wird die Schichtung des Gesteins äußerlich hervorgehoben, während der massige, splitterige Bruch kaum auf Schichtung oder Schieferung schließen läßt. Das Gestein ist außerordentlich hart. Auf der Bruchfläche spiegeln massenhaft winzige metallisch-glänzende Pünktchen.

Mikroskopisch ist das Gestein im allgemeinen sehr feinkörnig. Nur vereinzelt treten größere Körner von Quarz oder Kristallfragmente von Feldspat auf. Die Biotitschüppchen sind lagenweise angeordnet und bedingen dadurch eine feine Schichtung im Dünnschliff. Ihre individualisierte Ausbildung gibt der Struktur den Habitus eines Biotithornschiefers. Neben Biotit werden auch Chloritschüppchen beobachtet, die aber nur akzessorische Bedeutung haben und an die Nähe der massenhaft auftretenden quadratischen Erzdurchschnitte gebunden zu sein scheinen, die gleichmäßig über das Gesichtsfeld verbreitet sind, in einzelnen Schmitzen jedoch eine dichte Anreicherung erfahren haben. Im Gesteinspulver werden sie vom Magneten angezogen und bestehen daher aus Magnetit. Sie bedingen mit dem Biotit zusammen die dunkle Pigmen-

tierung des Gesteins. Die am Handstück auffallenden roten Linsen und Lagen mit dem eingelagerten zeisiggrünen Mineral zeigen u. d. M. hochkristallinen Verband. Frische, von gerundeten Quarzen durchbrochene Feldspate machen durchaus den Eindruck von Neubildungsprodukten. Das eingelagerte zeisiggrüne Mineral ist Epidot.

Dieses Gestein entspricht H. ECKs „epidotführendem Biotithornschiefer“.

1) Im Hangenden der mehr massigen, epidotführenden Biotithornschiefer treffen wir wieder graugrüne Gesteine mit ausgezeichneter Schieferung, die auf den serizitischen Schicht- und Schieferungsflächen jene eigentümlichen Prägungen in Rhomben- und Gerstenkornform zeigen, die wir bereits bei den Knotenschiefern am Waldwege, wenige Meter weiter im Liegenden, kennen gelernt haben. Im vorliegenden Gestein scheinen sie jedoch weit häufiger und allgemeiner zu sein. Durch ihr deutlicheres Grün heben sie sich vom Gestein ab. Weiße Glimmerschüppchen sind innerhalb und außerhalb derselben häufig. Im Dünnschliff quer zur Schieferung zeigt das Gestein ein allotriomorphes Gemenge von Feldspat- und Quarzkörnern, zwischen denen ein feines Netzwerk von serizitischen, chloritischen, seltener biotitischen Fasern sich ausbreitet. Dem chloritischen Gemengteil verdankt das Gestein seine Grünfärbung. Von Knoten ließ sich nichts wahrnehmen, ebensowenig im Flächenschliff, da eben die Serizitfasern gegen den sandigen, quarzig-feldspatigen Gesteinsteil sehr zurücktreten. Doch läßt die Betrachtung am Handstück die reichliche Teilnahme von Chlorit und Serizit am Aufbau der Knoten erkennen.

Zirkon und Erzkörner sind akzessorisch.

Die hangendste Schichte des gesamten Profiles des in der Schindelklamm zugänglichen Übergangsgebirges wird durch ein graues, quarzitisches Gestein gebildet, in dessen mikroskopischem Bilde neben viel undulös auslöschenden Quarzkörnern nicht selten Fragmente von zwillingslamellierten Feldspaten wahrzunehmen sind. Soweit im feinkörnigen Zement Glimmerschüppchen vorkommen, gehören sie dem Biotit an. Opakes Erz und Zirkon sind akzessorisch.

Über diesem Quarzit folgt nun in diskordanter Überlagerung Rotliegendes.

Zusammenfassendes: Ob die aus der Gesteinsgruppe d) angeführten Calcite und Dolomite ihre Kristallinität Einwirkungen des Eruptivkontaktes verdanken, ist schwer zu

entscheiden. H. ECK erklärt sie an anderer Stelle wohl zutreffend durch Dislokationsmetamorphose. Dagegen haben wir in dem sehr reichhaltig gegliederten Teil des Profiles von e) bis l), der durch Biotithornschiefer, Knotenschiefer und Quarzite gebildet wird, zweifellos Eruptivkontaktwirkungen zu erkennen. Biotithornschiefer und Knotenschiefer sind so durcheinander gelagert, daß wir sie als Äquivalente auffassen müssen, deren Verschiedenheit im ursprünglichen Stoff begründet liegt. Der Quarzit zeigt nur im feingrusigen und glimmerigen Bindemittel hornschieferige Ausbildung.

2. Profil des Übergangsgebirges im Eberbachtal und den Haberäckern.

Nach den Aufschlüssen im Eberbachtal und den Haberäckern ergibt sich für diese Gegend vom Liegenden zum Hangenden folgendes Profil:

- | | |
|-------------------------------------|---|
| a)–e) Nicht erschlossene Schichten | |
| f) Knotenschiefer | } Kontaktmeta-
morphe Schiefer
der „äußeren
Zone“. |
| Biotithornschiefer | |
| g) Nicht erschlossen | |
| Feingeschichtete Biotithornschiefer | |
| h) Quarzit | |
| (Metamorpher Diabastuff?) | |
| Epidotführender Biotithornschiefer | } Gesteine mit für
die „innere
Kontaktzone“ be-
zeichnenden
Struktur-
merkmalen. |
| Muskovithornschiefer | |
| Turmalin-Biotithornschiefer | |
| i) Kontaktmetamorphe Diabas- und | |
| Diabastuffzone mit: | |
| Strahlsteinschiefern | |
| Feldspathornfels | |
| Anthophyllitschiefer | |
| etc. | |
| k)–l) Rötlichgrauer Hornfels | |

Im Eberbachtale und den Haberäckern sind die untersten Schichten des Übergangsgebirges nicht aufgeschlossen. Die liegendsten Gesteine, die als anstehender Fels zugänglich sind, gehören bereits zu den kontaktmetamorphen Schiefen aus der Zone f).

Am unteren Feldweg in den Haberäckern, am Waldrande gegen die Wiesen und dem etwa 150 m weiter weg im Walde gelegenen alten Steinbruch im Eberbachtal treten diese Schiefer zutage.

Die liegenderen Schichten sind rötlichgraue, seidenglänzende Schiefer, in denen die Knoten erst in der Entwicklung begriffen zu sein scheinen, da sie mit bloßem Auge nur durch Spiegellassen der Anhebflächen erkenntlich sind. Die Knotenflächen, die unter sich annähernd parallel gelagert sind, fallen selten mit der Anheb- oder Schieferungsfläche zusammen, daher sie bei einseitiger Beleuchtung beschattet werden und von dem hellbeleuchteten, seidenglänzenden Schiefer deutlich sich abheben. Für die Erscheinung im Dünnschliff sei folgendes erwähnt: Er zeigt das gleichmäßig struierte Bild einer feinkörnig-schuppigen Schiefersubstanz, die aus winzigen Quarzkörnchen und parallel zur Schieferung orientierten Biotitschüppchen besteht. Innerhalb dieser pleochroitischen, biotitschüppchenreichen Gesteinsmasse werden besonders dann, wenn die Biotitschüppchen parallel zum polarisierenden Nicol orientiert sind, rundliche bis längsovale Partien sichtbar, die keinen Biotit enthalten und daher farblos erscheinen. Bei \times Nicols erkennt man, daß die glimmerige Substanz dieser Knötchen Muskovitblättchen sind, deren grelle Interferenzfarben die rundlichen Partien deutlich vom übrigen Gesteinsbild abheben.

Winzige Eisenglimmerblättchen sind ein akzessorischer Gemengteil dieser Knoten.

Im übrigen Gestein tritt Erz in schwarzopaken Körnern und Flittern auf. Wir haben es hier mit einem typischen Knotenschiefer zu tun.

Im oberen Teil des verlassenen Steinbruchs im Eberbachtal gelangten die Knotenschiefer besonders deutlich zur Ausbildung. Im graugrünen, serizitischen Schiefer liegen auf Schieferungsflächen dicht nebeneinander rundliche und elliptische Flecken, die im frischen Bruche und beim Anhauchen durch ihren dunklen Farbton und die eingelagerten winzigen, weißen Glimmerschüppchen sofort in die Augen fallen.

Nach dem Hangenden zu, und im unteren Teil des Steinbruches zu beobachten, werden die Knoten spärlicher sichtbar, das ganze Gestein wird dichter und dunkler; der Habitus scheint massiger geworden zu sein. Fettglänzende Quarzbänder erhöhen die Härte und Splitterigkeit des Bruches. In der mikroskopischen Ausbildung kommt dies folgendermaßen zum Ausdruck: In dem sehr feinkörnig kristallinen Gesteinsgemenge, das aus graublau polarisierenden Körnchen und gleichmäßig dazwischen verteilten, winzigen, aber isolierten Biotitblättchen besteht, die, optisch gleichsinnig orientiert, den Pleochroismus rotbraun—lichtbräunlich zeigen, sind gröberblättrige,

richtungslos verflochtene Aggregate von Biotit in Schmitzen und Striemen parallel zur Schieferung angeordnet.

Die mikroskopisch feinkörnige Kristallinität in der Struktur, die grobblättrige Ausbildung der zahlreichen Glimmeranhäufungen geben dem Gestein durchaus den Charakter eines Biotithornschiefers. Schwarzopakes Erz, Eisenkies und Turmalin sind darin akzessorische Gemengteile.

g) Bachaufwärts von diesem Vorkommen finden wir das Gebirge in einer etwa 100 m breiten Lücke nicht aufgeschlossen (siehe g im Schindelbachtal).

Alsdann tritt unter dem Rasen ein Felsriegel aus sehr gutgeschiefertem, schwarzem Gestein mit feinlamellarer Schichtung hervor. U. d. M. zeigt der Dünnschliff quer zur Schieferung ein fein- bis mittelkörniges Gemenge von Feldspat und Quarz, das von Lagen, Bändern und anastomosierenden, wellig verlaufenden Striemen durchzogen wird, die im wesentlichen von feinblättrigem, serizitischem Muskovit gebildet werden. Grüne Biotitblättchen sind den Muskovitstriemen häufig eingeflochten. In körnig kristallinen, linsenartigen Partien ist der eventuelle Glimmer stets dunkelgrüner Biotit. Feldspat und Quarz zeigen hierin oft geradezu hornfelsartigen Verband, während jenen muskovit- und biotitreichen Lagen der Charakter eines Hornschiefers zukommt. Magnetit in quadratischen und dreieckigen Durchschnitten ist so allgemein im Gestein verbreitet, daß ihm neben dem Biotit die Rolle des Pigmentes zufällt. Das auffallende Licht wird oft von dreieckigen Flächen reflektiert. Zwischen den Glimmerstriemen finden sich sehr zahlreiche Feldspatkristalle und -Fragmente mit und ohne Zwillinglamellierung, die die Striemen zu welliger, kurzlinsenförmiger Umgehung zwingen. Dadurch werden kleine Knöllchen hervorgerufen, die am Handstück mitunter gesehen werden.

Turmalin wurde als akzessorischer Gemengteil erkannt.

Darüber findet sich aus derselben Schichtgruppe ein Gestein mit weniger stark ausgeprägter Schieferung. Die feinlamellare Schichtung ist am Handstück deutlich wahrzunehmen und besteht in einem Wechsel matter, feinkörniger bis dichter, grauer Lagen mit glimmerigen, schwarzglänzenden, die im Querbruch in wenig starken Glimmerzügen das Gestein durchsetzen. In der mikroskopischen Zusammensetzung verliert der Serizit sehr an Bedeutung und tritt nur noch in wenigen langschmitzenförmigen Partien auf. Im übrigen tritt Biotit an seine Stelle, der mit der feldspatigen, quarzigen Zwischenmasse die mikrokristalline Struktur typischer Biotit-

hornschiefer bedingt. In gröberen Biotitgeflechten sind auch Muskovitblättchen von entsprechender Größe bemerkbar. Der lagenweise Wechsel glimmerführender und körnige Aggregation zeigender, glimmerfreier Schichten entspricht den Beobachtungen am Handstück. Turmalin ist selten.

h) Über diesen feingeschichteten Biotithornschiefen stehen mächtige Felsriegel an, in denen harte, bunte, mehr massig dickschieferige Gesteine zutage treten. Außer einem splitterigem rötlichvioletter Gestein, das quarzitisches Habitus besitzt und dem Quarzit aus dem unteren Teil der Schichtgruppe h im Schindelbachtale entspricht, dessen Lage und Ausbildung mit ihm übereinstimmt, gehört in diese Gruppe ein grüneschwarzes körnig flaseriges Gestein von geringer Schieferung. Körnige, aus einem grünen und roten Mineral bestehende Linsen werden flaserig von schwarzer Schiefersubstanz umschlossen, in welcher letzterer zahlreiche Amphibolnadelchen bemerkbar sind. Der zur Untersuchung vorliegende Dünnschliff ist wesentlich durch Schiefer geführt, enthält aber auch eine der linsenartigen, körnigen Partien. U. d. M. treten in den feinkörnig kristallinen Schieferpartien, die von Feldspat, Biotit und Quarz gebildet werden, scharfumgrenzte, von Quarzkörnchen hornfelsartig durchbrochene, deutlich als Neubildungen erkennbare Hornblendeindividuen hervor, die in Längsschnitten stengelig prismatische Ausbildung erkennen lassen, während die Querschnitte den charakteristischen Hornblenderhombus mit einem Winkel von zirka 124° zeigen. Pleochroismus, für c = bläulichgrün, b = gelbgrün, a = hellgelb, und eine Auslöschung von 17° weisen auf Aktinolith hin. Diese Aktinolithindividuen sind ziemlich zahlreich, und die Dimension ihrer Ausbildung ist oft sehr wechselnd. In linsenförmig abgeschlossenen oder lagenförmig das Gesichtsfeld durchquerenden Partien zeigen Feldspat und Quarz mittelkörnige hochkristalline Struktur; Biotit fehlt ganz oder ist nur in einzelnen Schüppchen vorhanden. Dafür breitet sich die Hornblende derartig aus, daß sie in größeren Partien optisch einheitlich reagiert. Letztere ist dabei von Feldspat und Quarzkörnchen so häufig durchbrochen, daß die im Raume zweifellos zusammenhängenden Hornblendefetzchen die Interstitien dieser Körner zu erfüllen scheinen, wie wir bei typischen Biotithornfelsen es durch Glimmerblättchen tun sehen. Dieses ausgeprägte skelettartige Wachstum ist charakteristisch für Hornfelsstruktur. Außer Biotit pflegt in diesen Zonen auch der in den Biotithornschieferpartien reichlich auftretende säulige Epidot zu fehlen. An anderen Stellen des Gesichtsfeldes bekommt man den überzeugenden Eindruck

für die Bildung dieser sekundären Hornblende aus Stoffen des Biotithornschiefers. Innerhalb von Hornblendepartikeln oder diesen angelagert treten Blättchen des dunkelolivgrün-lichtgelbbraunlich pleochroitischen Biotits auf, und zwar so, daß die Richtung für lichtgelbbraunlich des Biotits zusammenfällt mit α = lichtgelblich der Hornblende, und beide nicht nebeneinander zu unterscheiden sind, wenn die Schwingungsrichtung des polarisierenden Nicols dieser Richtung parallel geht. Eine Erklärung für die auffallende Erscheinung dieser lokalisierten Hornblendebildung in Schiefer scheint mir nur in der Annahme der ursprünglichen Zusammensetzung als Diabastuff gegeben zu sein.

Aus den hangenderen Teilen dieser Felsriegel liegt ein Gestein vor, in das die liegenderen, mehr massigeren Schichten überzugehen scheinen. Es ist ein schwarzer, mit Quarzschnüren durchzogener, dickbankiger Schiefer mit zahlreich eingesprengten Eisenkiespartikeln und hartem splitterigem Bruche. Lagen und Linsen, die randlich fleischfarben und im Kern hellgrün sind, geben in dem sonst dichten Gestein die Schichtung an. Im Handstück stimmt das Gestein durchaus mit dem oberen epidotführenden Biotithornschiefer aus dem Schindelbachtal überein. Dasselbe gilt auch von der mikroskopischen Zusammensetzung. Mittelkörnig kristalline Lagen aus Feldspat und Quarz und eventuell vereinzelte Biotitschüppchen durchstreichen den dichter struierten, glimmerigen Hornschiefer und bedingen dadurch im mikroskopischen Bilde den schichtenmäßigen Aufbau des Gesteins. Diese weniger mächtigen, glimmerarmen Lagen zeigen einen hochkristallinen Verband. Die Konturen der Körner sind gerundet; schlauchförmig dringen diese oft ineinander und umschließen anders orientierte Körnchen. Besonders bei gemischtem Bestand, wenn Feldspat und Quarz miteinander verwachsen sind, tritt der Hornfelscharakter dieser Struktur deutlich in die Erscheinung. In solchen Lagen finden sich gerne größere, von rundlichen Quarzkörnchen durchbrochene Feldspatindividuen, die aber zersetzt und bereits in muskovitische Substanz übergeführt sind. Calcit und Epidot können sich anreichern und sind dann identisch mit den rötlichen und zeisiggrünen Linsen, die am Handstück bemerkt werden.

Wir haben hier neben typischen Biotithornschiefern regelmäßig auftretende Lagen mit höherer Kristallinität, welche namentlich an die Mineralkombination Feldspat, Quarz und eventuell noch Epidot und Calcit gebunden zu sein pflegt. Der Grund hierfür mag in der ursprünglichen, lokal günstigeren, mineralischen Zusammensetzung liegen; doch sei auf die

Regelmäßigkeit dieser Erscheinung hingewiesen. Der Typus des Gesteins entspricht durchaus einem epidotführenden Biotithornschiefer, der aber mit höher kristallinen Lagen wechselagert, worin die Neigung zu höherer Kristallinität deutlicher zum Ausdruck kommt.

Akzessorisch ist Eisenkies und vor allem Turmalin, der in Hornschieferpartien reichlich auftreten kann und im Querschnitt die scharfe kristallographische Begrenzung eines Sechsecks zeigt, wobei zonarer Aufbau die Regel ist, und um einen dunkleren Kern ein heller Mantel sich herumlegt.

Einem etwas höheren Horizont gehört ein grauschwarzes, geschichtetes und geschiefertes Gestein an. Die Schichtung ist makroskopisch deutlich sichtbar durch den Wechsel von matten, grauen und dunkleren, sehr glimmerreichen und daher glänzenden Lagen, deren Flächenbruch Glimmerbelag zeigt. Die Mächtigkeit dieser einzelnen Schichten beträgt etwa 3—5 mm. Die mattgrauen erweisen sich u. d. M. als ein feinkörniges, meist quarziges Gemenge, in dem die serizitische und biotitische Glimmerführung nicht an Bedeutung überwiegt. Dagegen zeigen die anderen Lagen ein so dichtes Geflecht von feinblättrigem Biotit und besonders Muskovit, daß dazwischen von Feldspat und Quarz nur wenig oder nichts zu erkennen ist. Die Muskovitblättchen sind ausgezeichnet parallel orientiert, dabei quer gestellt und bedingen so eine Art transversaler Schieferung. Quadratische Erzdurchschnitte und Turmalin sind akzessorisch für die matten Lagen; in den glimmerigen Zonen sind sie seltener.

Ich bezeichne dieses Gestein als geschichteten „Muskovithornschiefer“.

Ein schwarzes, außerordentlich hartes, kieselschieferähnliches Gestein folgt im Hangenden. Dünne Lagen von Fettquarz, die das Gestein parallel zur Schieferung durchsetzen, erhöhen noch die Härte des an sich sehr splitterig brechenden Schiefers. Im mikroskopischen Gesichtsfeld des quer zur Schichtung geführten Dünnschliffs beobachtet man farblos durchsichtige Lagen und Linsen, die hin und wieder rein quarziger Natur sind, häufiger jedoch vorwiegend aus Feldspatindividuen zusammengesetzt sind. Die Korngröße, besonders in letzteren, ist dabei recht verschieden. Doch ist die Struktur nicht klastisch, sondern deutlich kristallin und zeigt namentlich dort die Eigentümlichkeiten des Hornfelses ausgeprägt, wo in linsenförmigen Anschwellungen Feldspat in größeren Körnern auftritt, die dann von runden Quarzkörnchen siebartig durchlocht sind.

Die an Turmalin und Biotit, d. h. den ausschließlich dunklen Gemengteilen, reichen Zonen besitzen eine vorwiegend feldspatführende Grundmasse, die zwischen gekreuzten Nicols entweder graublau polarisiert oder die höheren Interferenzfarben des serizitischen Zersetzungsproduktes zeigt. In zahllosen winzigen Querschnitten, denen sich schiefe und Längsschnitte beigesellen, setzt der Turmalin in dichter Gruppierung anastomosierende Lagen zusammen. Biotit nimmt dazwischen in mehr oder weniger zahlreichen, aber stets isolierten Blättchen teil. Turmalinfreie und biotitreiche Teile dieser Zonen lassen zwischen dem dichten und lockeren Glimmergeflecht feine bis mittelgroße Feldspatkörnchen erkennen, mit denen der Biotit kristallin verbunden ist, wodurch lokal Anklänge an Biotithornfels entstehen, ohne diesen aber typisch zur Entwicklung zu bringen. Da die dunklen Gesteinslagen den Habitus des Gesteins bestimmen, müssen wir sowohl Biotit wie Turmalin als gleichwertige und wesentliche Gemengteile desselben erachten und bezeichnen es daher als Turmalin-Biotithornschiefer mit Hornfelslinsen.

Übersehen wir noch einmal die Reihe der hier zur Beschreibung gelangten metamorphen Gesteine aus dem Profil des Eberbachtals, so fällt uns durch die einfache Nebeneinanderstellung derselben auf, wie tonschieferige (serizitische) Gesteine mit knoten- und gerstenkornähnlichen Differenzierungen auf den Schichtflächen, aus dem Liegendsten, diese allmählich verlieren, um nach dem Hangenden zu im ganzen Gestein jenen geringen Grad mikroskopischer Kristallinität anzunehmen, den wir in der Bezeichnung „Hornschiefer“ ausdrücken wollen; daß die Knotenschiefer von einer breiteren Zone solcher Hornschiefer überlagert werden, in der dieser Habitus in verschiedenen Modifikationen zur Entwicklung kam, je nach der ursprünglichen chemisch-mineralischen Zusammensetzung. Wir haben erkannt, daß jeweils gewisse Partien in Lagen- und Linsenform auftraten, die ausgeprägtere Kristallinität besitzen, und in deren Struktur wir eine gewisse Übereinstimmung mit hornfelsartigen Gesteinen fanden, ja, daß weiter nach SO zu, also in hangenden Schichten fortschreitend, das Auftreten solcher Hornfelspartien allgemeiner wird, bis wir schließlich zu den Turmalin-Biotithornschiefen gelangten.

Ich betone, daß im letzteren Gestein die Hornschieferpartien bereits Anklänge an eine gleichwertige Struktur, wie sie diesen Linsen zukommt, zeigen, und wir müssen daher in dieser Struktur der höher kristallinen, hornfelsartigen Linsen gewissermaßen einen Vorläufer erblicken für die sich mehr

und mehr steigernde Hornfelsstruktur, welche in diesen Linsen vielleicht durch eine stofflich etwas abweichende und für die Ausprägung der kontaktmetamorphen Struktur besonders günstige Zusammensetzung bedingt wird.

i) Nunmehr folgt eine von H. ECK auf 25 m Mächtigkeit eingeschätzte Zone, in welcher ein metamorphes Diabaslager das Schieferprofil unterbricht. Jenseits der Rinne, die tief in die Böschung zwischen den Haberäckern und der Talsohle einschneidet, stehen dickbankig geschieferte dunkel- bis hellgraugrüne Gesteine in nackten Felsriegeln an, die neben wirrgelagerten Hornblendesäulchen recht häufig Putzen mit braunem Glimmer zeigen. Im Handstück zeigt das Gestein den Habitus eines Strahlsteinschiefers.

Bei der Untersuchung im gewöhnlichen Licht zeigt der Dünnschliff fast nur wirrgelagerte blaßgrüne Amphibolprismen, die bei stengelig faserigem Habitus Querabsonderung, in breiteren Individuen terminale Ausfransung erkennen lassen. Diese Hornblendeprismen besitzen eine Auslöschungsschiefe von im Maximum 24° und einen schwachen Pleochroismus mit den Achsenfarben für $c = \text{grün}$, $b = \text{gelblichgrün}$, $a = \text{hellgelblich}$, die jedoch häufig eine weiße, fleckige Unterbrechung zeigen. Des öfteren treffen wir in solchen Individuen Zwillingsbildung nach der Querfläche an, mit Einschaltung einer dünnen Lamelle zwischen zwei dickeren Individuen. Zu dieser uralitischen Hornblende gehören auch die zahlreichen Nadelchen, die bis zu mikroskopischer Kleinheit herabsinken und dann innig mit der feldspatigen Zwischenmasse verwachsen sind.

Die durch eine niederere Auslöschung von nur $11-15^\circ$, höchstens 18° ausgezeichneten, großen, stengelig querabgesonderten Strahlsteinprismen sind an dichtverflochtene längliche Aggregate gebunden, in denen Umwandlung in Biotit besonders häufig zu konstatieren ist. In diesen Strahlsteinpartien läßt sich ebenfalls die oben erwähnte partielle Ausbleichung der Hornblende beobachten, die bei gekreuzten Nicols abweichende Interferenzfarben bedingt. Schüppchen roten Eisenglimmers sind vielleicht der chemische Ausdruck hiefür, denn sie treten besonders gerne in den Hornblenden und den von diesen abzuleitenden Biotitblättchen auf. Außer diesem Eisenglimmer sei als akzessorischer Gemengteil unter den farbigen Mineralien der durch seine Häufigkeit und die Regellosigkeit seines Auftretens besonders in die Augen fallende honiggelbe Rutil erwähnt, der in formlosen Körnchen, aber weit zahlreicher in scharf kristallographisch begrenzten Säulchen ausgebildet ist. Bei gekreuzten Nicols erkennen wir zwischen diesen farbigen

Gemengteilen die feldspatige, körnig kristalline Masse, die von den feinen Hornblendenädelchen dicht durchwachsen sein kann.

Bei einem Vergleich mit dem unteren metamorphen Diabaslager der Schindelklamm fällt in erster Linie der Mangel an Epidot und bei frischem Gestein auch an Chlorit auf, welche beide so allgemein in dynamometamorphosierten Diabasen aufzutreten pflegen, und obwohl doch auch das vorliegende Gestein tiefgreifend bis zum völligen Verschwinden aller primären Bestandteile verändert ist. An Stelle von Epidot und Chlorit ist anscheinend Hornblende und Biotit getreten, eine Erscheinung, die sich überall da wiederholt, wo sich unter ähnlichen Verhältnissen kontaktmetamorphe Einflüsse geltend machen. In Einklang hiermit steht auch die strukturelle Ausprägung der Quarz-Feldspatgrundmasse, die ebenfalls zum Unterschied von oben beschriebenen dynamometamorphen Diabasschiefern die bezeichnende Pflasterstruktur erkennen läßt, die jenen Schiefern fehlt. Ursprünglich lag wohl auch ein ähnliches Gestein wie in der Schindelklamm, d. h. ein dynamometamorpher Diabas, vor. Durch Kontaktmetamorphose ging aus diesem das geschilderte Gestein hervor, denn es liegt ja zwischen evident kontaktmetamorph beeinflussten Schiefern.

An dieser Stelle sei folgendes Gestein erwähnt, das in einem Block am Waldrande der unteren Haberäcker gefunden wurde.

Das Gestein ist grünschwartz, gut geschiefert und nach seinen Schieferungsflächen spaltbar. Zeisiggrüne Partien deuten auf Epidot. Trümer sind mit radialstrahligen, eisblumenähnlichen Gebilden von Strahlstein erfüllt. Die grünen Gesteinspartien gehen in schwarze biotitschüppchenführende allmählich über. Das mikroskopische Bild im gewöhnlichen Licht ist im Querschnitt der Schiefer folgendes: Parallele Striemen von Hornblendeprismen zeigen die ausgezeichnet schieferige Textur. Die Striemen können sich zusammenscharen, wodurch breitere Hornblendeaggregate entstehen, in denen die reihenförmig nebeneinander gruppierten Titanitkörner mit und ohne schwarze Kerne unveränderten Erzes, die aus Ilmenit bestehen, die Achsen der Striemen bedeuten.

Die Hornblende gehört zum Strahlstein und zeigt deutlich ausgeprägten Pleochroismus für $c =$ bläulichgrün, $b =$ grasgrün, $a =$ gelblich und eine Auslöschungsschiefe von zirka 18° . Die Umwandlung von Ilmenit in Titanit kann in den verschiedenen Striemen verschieden weit gediehen sein. Zwischen den einzelnen Hornblendeindividuen und besonders in den Zwischenräumen der Striemen macht sich ein gelbliches bis farb-

loses, körnig aggregiertes Mineral mit hoher Licht- und Doppelbrechung derart breit, daß es an Masse lokal der Hornblende gleichkommt. Es ist Epidot. Wo die Striemen wieder isolierter heraustreten und zwischen ihnen farblose Schmitzen sichtbar werden, zeigen letztere zwischen gekreuzten Nicols entweder Aggregatpolarisation eines nicht in Körnern differenzierten Feldspatgemenges oder Linsen undulös auslöschender Quarzkörner.

Der außerordentlich hohe Gehalt an Titanit + Ilmenit und Epidot neben der Hornblende ist für dieses Gestein bemerkenswert.

Derselben Zone des oben beschriebenen uralitführenden Strahlsteinschiefers im oberen Eberbachtal oder deren unmittelbarem Hangenden dürften jene Gebirgsarten zugehören, die in den oberen Haberäckern anstehen oder in Blöcken am Waldrande und an verschiedenen Stellen in den Feldern und an den Feldwegen zu finden sind. Es möge die Beschreibung einiger Handstücke von diesen Lokalitäten folgen:

In einem verlassenen Anbruch an der nördlich-nordöstlichen Biegung des unteren Feldweges in den Haberäckern traf ich unter dem Rasen (der alte Anbruch ist wieder überbaut) ein dunkles, grünlichgraues, körnig kristallines Gestein von ziemlich hohem Eigengewicht. Das mikroskopische Bild im Dünnschliff war folgendes: Richtungslos und zerstreut umherliegende, stengelig faserige Individuen von Strahlstein stellen mit Körnchen und polygonalen Durchschnitten von Magnetit die farbigen Gemengteile dar, zwischen denen bei gekreuzten Nicols ein feldspatiges, kristallines Aggregat sichtbar wird. Leistenförmige, frische und klardurchsichtige Feldspate liegen kreuz und quer in der körneligen, kristallinen Masse, mit der sie durch zahnförmige Fortsätze ihrer Konturen verwachsen sind, während andererseits auch Häufchen von Körnern aus der Grundmasse wie unverdaute Reste inmitten der Feldspatleisten liegen. Da ferner die zweifellos sekundären Strahlsteinnädelchen die feldspatige, körnige Grundmasse, wie auch die leistenförmigen Individuen durchwachsen, um welche letztere sie sich meist kranzförmig herumlegen, aber auch innerhalb derselben als Interposition auftreten, so ist der Feldspat sowohl in Körnern wie in Leisten als Neubildungsprodukt aufzufassen. Die lamellare Verzwillingung der Leisten weist sie in die Gruppe der triklinen Feldspate.

Östlich von diesem Vorkommen fand ich einen Brocken eines schwarzgrünen, dichten bis feinkörnig kristallinen Gesteins mit gelbgrünen, linsenartigen Einlagerungen von Epidot. Der

Habitus ist massig. Das mikroskopische Gesichtsfeld wird von einem Filz stengelig faseriger Strahlsteinprismen erfüllt, die da und dort zu einem dichten Aggregat gruppiert sind. Feinkörnige Häufchen von Epidot und größere, gelbe Körner desselben treten mit Strahlstein zusammen auf. Magnetitkörnchen, meist mit polygonalen Durchschnitten, sind auf einzelne Partien beschränkt, die farblos durchsichtig sind, wenig oder keinen Strahlstein, aber häufig Epidot besitzen. Zwischen gekreuzten Nicols bemerkt man sowohl in diesen Partien wie auch sonst zwischen den farbigen Gemengteilen klardurchsichtige, frisch aussehende Feldspatsubstanz, die des öfteren in größeren Partien optisch einheitlich reagiert. Der Verband verschieden orientierter Feldspatpartikel erinnert durch das schlauchförmige, gegenseitige Ineinanderdringen an Hornfelsmanier. Die Feldspatsubstanz ist von Strahlsteinnadeln regellos durchschossen.

Anstehender Fels tritt an zwei unbedeutenden Stellen in den Feldern östlich vom alten Anbruch auf und wird von grauem, feinkörnigem, massigem oder faserig geschiefertem Gestein gebildet. Die Schieferungsflächen sind faserig verlaufende Rutsch- und Gleitflächen des Gesteins, das dazwischen körnig massigen Habitus besitzt. Häufig zeigt die Gesteinsfarbe einen Stich ins Grünliche. Winzige Spaltflächen von Feldspaten spiegeln im auffallenden Licht. Die mikroskopische Untersuchung von Dünnschliffen gibt uns über die Zusammensetzung dieses Gesteins folgenden Aufschluß: Wir erkennen sofort bedeutende Unterschiede in der Dimension der einzelnen Gemengteile. Große, durchaus frische Feldspatleisten mit Zwillingslamellierung und mehr oder weniger idiomorpher Ausbildung erfüllen in richtungsloser Anordnung den Dünnschliff. Zwischen ihnen bemerkt man eine äußerst feinkörnige, kristalline Masse von derselben Feldspatsubstanz mit feinnadeligem Strahlsteinfilz und dichter Erzdurchstäubung. Die feinen Strahlsteinnadeln zeigen nur sehr lichten Pleochroismus. Die Konturen der Feldspatleisten können scharf sein, sind aber meist bei genauerer Beobachtung eine unregelmäßige Linie mit zahn- und schlauchförmigen Fortsätzen, die in die körnige Feldspatmasse hineingreifen und dadurch einen sehr innigen Verband bedingen. Randlich strahlen in diese Feldspatkristalle Strahlsteinnadeln hinein, die isoliert auch als Interpositionen zu beobachten sind. Erhalten wir schon hieraus einen Hinweis auf die Gleichzeitigkeit der Bildung von Bestandteilen der Grundmasse einerseits und der Einsprenglinge andererseits, so kommt das auch noch weiter darin zum Ausdruck, daß

die größeren Feldspateinsprenglinge die Gleichartigkeit der Ausbildung vermissen lassen. Neben durchaus einheitlichen Feldspaten beobachten wir auch solche, in deren Innerem einzelne Körner und Körnergruppen mit anderer Orientierung, aber der gleichen Ausbildung, wie wir sie in der Grundmasse finden, eingewachsen auftreten. Schließlich entsteht eine vollständige, gegenseitige Durchdringung der großen Feldspate und der feinkörnigen Aggregate der Grundmasse.

Das Mengenverhältnis von Grundmasse und Einsprenglingen ist sehr variabel. An einer Stelle kann die Grundmasse bedeutend überwiegen, an anderer Stelle das Gegenteil stattfinden.

Eine besondere Erwähnung finde dagegen die Umwandlung von Strahlstein in bräunlichen Biotit, die bis zur vollständigen Verdrängung des ersteren führen kann.

Dieses pseudoporphyrische Gestein ist also charakterisiert durch die Mineralkombination Feldspat, Magnetit und Strahlstein resp. Biotit. Was die Herkunft dieses Gesteins betrifft, so dürfte wohl ein Diabas oder diabastuffartiges Gestein in Betracht kommen. Eine nähere Bezeichnung des Ursprungs ist jedoch nicht möglich. Nach seiner gegenwärtigen Struktur und mineralischen Zusammensetzung möchte ich dem Gestein die Bezeichnung „amphibolführender Feldspathornfels“ beilegen.

Am unteren der von Ebersteinburg her in die Haberäcker führenden Feldwege fand ich einen Block eines sehr nennenswerten Gesteins, welches nur in dieser kontaktmetamorphen Diabaszone untergebracht werden kann.

Im Handstück zeigt es bei feinkörnig kristallinem Habitus schieferige Textur. Die blaugraue Farbe des Gesteins wird von Putzen schwarzgrüner Biotitblättchen oder rotbrauner Nadelchen unterbrochen, welche letztere auch isoliert in rotbraunen bis weißen Farben aufblitzen. Die Schieferung geschieht durch Rutschflächen, denen ein rotbrauner Belag aufliegt. Der Dünnschliff zeigt u. d. M. insoweit Übereinstimmung mit den als „amphibolführenden Feldspathornfels“ angesprochenen Gesteinen, als wir auch hier dieselbe feinkörnig kristalline Feldspatgrundmasse mit einsprenglingsartigen Feldspaten erkennen. Die Art und Ausbildung dieser letzteren ist identisch mit jenen in den bereits beschriebenen Vorkommen. In parallelen, langlinsenförmigen oder flatschenartigen Geflechten tritt ein grüner Biotit auf, der an diese Schieferungsflatschen gebunden ist. Erz pflegt in Körnchen solchen Biotitaggregaten besonders reichlich eingelagert zu sein. Aber auch sonst ist das Gestein mit diesen schwarz-

opaken Erzpartikeln allgemein durchsetzt. Rote Eisenglimmerblättchen sind häufig mit ihnen vergesellschaftet und charakterisieren das Erzvorkommen wohl allgemein als Eisen-oxyd.

Außer diesen Gesteinsgemengteilen beteiligt sich am Gesteinsaufbau noch ein recht auffälliges Mineral, das in stengelig faserigen Individuen mit richtungsloser Anordnung auftritt. Durch die höhere Lichtbrechung und einen sehr schwach bräunlichen Ton heben sich diese von der farblos durchsichtigen Feldspatmasse ab. Bei kompakterer Beschaffenheit der Längsschnitte ist Querabsonderung zu bemerken. Die meist undeutlichen Querschnitte zeigen einen Rhombus, dessen spitzer Winkel nach mehreren Messungen ca 53° beträgt, und der parallel zu den Umrissen Spaltbarkeit besitzt. Die pinselartige Ausfransung an den terminalen Enden, in der eine prismatische Spaltbarkeit zum Ausdruck kommt, die Querabsonderung, die amphibolitische Spaltbarkeit im Querschnitt und die bisweilen zu beobachtende büschelförmige Aggregierung erinnern an die Ausbildungsweise des Strahlsteins. Dagegen bedingen der infolge zu schwacher Farbtönung mangelnde Pleochroismus und vor allem die immer parallel zur prismatischen Spaltbarkeit erfolgende Auslöschung einen anderen Amphibolcharakter. Der Charakter der Doppelbrechung der prismatischen Zone ist $c = a$.

Nach alledem ist das vorliegende Mineral als ein rhombischer Amphibol zu bezeichnen und demnach augenscheinlich Anthophyllit. Opake Erzkörner und roter Eisenglimmer sind die Interpositionen, die den Anthophyllitindividuen häufig zukommen.

Indem ich dieses Gestein nach seinem charakteristischsten und auffallendsten Gemengteil als Anthophyllitschiefer bezeichne, möchte ich dessen mutmaßlichen Charakter als metamorphen Diabastuff betonen, und zwar hauptsächlich mit Rücksicht darauf, daß Anthophyllitschiefer von ähnlicher Struktur und Zusammensetzung als Kontaktbildungen, und zwar sehr wahrscheinlich aus Diabastuffen hervorgegangen, auch noch vielfach anderwärts auftreten. Sie wurden zuerst durch A. SAUER (Meißen), R. BECK (Elbtalgebirge) und ERDMANNSDÖRFFER (Harz) beschrieben.

Wir steigen wieder ins Eberbachtal hinunter, um durch das in Klippen anstehende Gestein aus dem Hangenden des oberen Diabashorizontes das Profil des Eberbachtals zu vervollständigen.

Haben wir in den eben besprochenen kontaktmetamorphen Diabasen und Diabastuffen die typischen Strukturmerkmale der Hornfelse nachweisen können, so gilt dies für die hangenderen Schichten in noch höherem Grade. Wir haben daher diese Schichten bereits als Glieder der „inneren Kontaktzone“ anzusprechen.

k)—l) Rötliche bis graue Gesteine mit dickschieferiger bis massiger Textur treten infolge ihrer außerordentlichen Widerstandsfähigkeit, die sie ihrem kristallinen Verbande verdanken, in Klippen zutage. Der Gesteinsbruch zeigt mitunter feine Schichtung, indem glimmerige Lamellen mit körnig kristallinen Lagen und Bändern abwechseln. U. d. M. erkennt man sofort den schichtenmäßigen Aufbau des Gesteins in der verschiedenartigen Ausbildung der einzelnen Lagen, welche in der Teilnahme von Biotit oder Muskovit, in kleinem, mittlerem und grobem Korn, in mehr quarziger oder mehr feldspatiger Zusammensetzung zum Ausdruck kommt. Trotz dieser Verschiedenheiten kommt dem ganzen Gestein durch die gleichartige kristalline Verbandsweise der Mineralindividuen ein bestimmter und einheitlicher Strukturhabitus zu. Die fein- bis mittelkörnigen Lagen bestehen aus annähernd gleichgroßen Quarz- (bezw. Feldspat-) Körnern mit parallel zur Schieferung orientierten, interstitial gelegenen Biotitblättchen, die den Pleochroismus gelbbraun — lichtgelblich besitzen. Diese repräsentieren in typischer Weise die Modifikation der Biotithornfelse. Muskovit tritt in ihnen nur untergeordnet auf, nimmt aber bei größerem und dann meist auch unregelmäßigem Korn an Bedeutung zu. Mit Biotit zusammen bildet er Flatschen und durchgehende Lagen, in denen außer dem Glimmergeflecht nur vereinzelte Quarz- und Feldspatkörner liegen. Regellos gruppierte Säulchen und Körnchen von honiggelbem Rutil scheinen in reichlicherer Konzentration an solche Lagen gebunden, kommen aber vereinzelt im ganzen Gestein verbreitet vor.

Wo größere Quarzkörnchen und ev. Feldspatkristalle zusammen mit kleineren Körnchen auftreten, sehen wir die Bienenwabenstruktur der Kontakthornfelse in oft klassischer Weise ausgeprägt. Eirundliche Biotitblättchen, runde Quarz- und Feldspatkörnchen erfüllen dann das Innere solcher größerer Individuen. Auch größere Muskovitblättchen lassen körnelige Durchbrechungen erkennen.

Häufchen farbloser Körnchen mit hoher Licht- und Doppelbrechung konnte ich neben Biotiteiern in Quarz beobachten. Ich halte sie für Zirkon.

Unvollkommene Feldspatkristalle mit massenhaft eingeschlossenen, optisch anders orientierten Feldspatkörnchen wurden beobachtet und entsprachen den früher schon beschriebenen. Rutil und Eisenglimmer sind die akzessorischen Gemengteile, die als Interpositionen fast nur in Biotitblättchen auftreten, aber als sekundäre Bildungen zu deuten sind, indem sie sich nur an solchen Stellen finden, wo der Biotit die vielfach beschriebenen Bleichungserscheinungen aufweist.

Im Wasserriß des Eberbachtals liegen allenthalben große und mittelgroße Gesteinsblöcke von dunkler Farbe umher, die sich bis zu der von den Haberäckern herab in die Böschung einschneidenden Rinne finden lassen. Da sie in dieser Rinne selbst recht häufig sind, so sind sie wohl auf diesem Wege von den Haberäckern ins Eberbachtal gelangt. Am Rand des Böschungswaldes gegen die oberen Haberäcker, an den Feldwegen und besonders am Waldrande entlang der Strecke des im großen ganzen von Osten nach Westen verlaufenden Teils der Chaussee von Ebersteinburg nach Kuppenheim sind sie besonders reichlich angehäuft. Für das Vorkommen dieser Blöcke in den Haberäckern ist ebenfalls die Richtung der Rinne im oberen Eberbachtal die südöstliche Grenze, über welche hinaus derartige Blöcke nicht mehr gesehen wurden. Da das Gelände nach Südosten ansteigt und ein Aufwärts-transport bei der Schwere und Größe der Blöcke wohl ausgeschlossen ist, so darf in dieser Gegend des höchstgelegenen Blockvorkommens das Anstehende dazu vermutet werden. Die Härte dieser dunklen Gesteine ist außerordentlich, und nur mit Mühe läßt sich von den Blöcken ein Handstück abschlagen.

So gleichartig die Blöcke äußerlich scheinen, so zeigen doch frische Anhiebe eine oft deutlich in die Augen springende Verschiedenheit in der Zusammensetzung und der Struktur. Obwohl die mittelkörnig kristallinen Gesteine, in denen rötliche Feldspatkristalle und grüne Amphibolprismen fast dicht gruppiert sind und nur wenig genau eine feinkörnige bis dichtkristalline Masse zwischen sich erkennen lassen, im allgemeinen überwiegen, so begegnen wir doch noch häufig genug solchen Typen, in denen diese Einsprenglinge mehr zurücktreten, wodurch der Porphyritus besser zur Geltung kommt. Biotit fehlt in den meisten, kann aber in wenigen Vorkommnissen eine solche Anreicherung erfahren, daß der

Gesteinshabitus ein ganz fremdartiges Gepräge erhält. Aufschluß über den Charakter dieser Gesteine erhalten wir durch die mikroskopische Untersuchung.

Wir unterscheiden zweierlei Typen, die wohl als Extreme einer zusammengehörigen Gesteinsreihe zu betrachten sind. Das sind:

1. Gesteine mit porphyrischem Habitus, in denen die Feldspat- und Amphiboleinsprenglinge sowohl in großer Menge vorhanden sein, aber auch stark zurücktreten können. Ihre Struktur ist holokristallin-porphyrisch bei panidiomorphkörniger Grundmasse.

2. Gesteine, die einen auffallenden Reichtum an schwarzen Biotitblättchen aufweisen, und die im Dünnschliff eine typische panidiomorphkörnige Struktur mit Fluktuationerscheinung, Pilitaggregat und Fragmente von Nebengestein erkennen lassen.

1. Gesteine mit holokristallin-porphyrischer Struktur bei panidiomorpher Grundmasse.

Die Grundmasse besteht im wesentlichen aus richtungslos gelagerten, kleineren Feldspatleisten, die häufig nach dem Karlsbader Gesetz verzwillingt sind und meist einheitlich optisch reagieren. Zwillingslamellierung wurde bei solchen kleinen Leisten gelegentlich beobachtet. Die Ausbildung dieser Leisten ist zonar, und zwar ist der Kern bestäubt, der Mantel dagegen wasserklar durchsichtig. Die Konturen sind nicht scharf, sondern unregelmäßig mit der Umgebung verwachsen. Die zahlreichen Zwickel dieser kleinen, zumeist wohl aus Orthoklas bestehenden Feldspatleisten sind mit Quarz erfüllt, der somit eine nicht unwesentliche Rolle in der Grundmasse spielt. Zwischen Orthoklas und Quarz treten die farbigen Komponenten der Grundmasse mit zackigen, unregelmäßigen Umrissen auf. Biotit und Hornblende sind es, die hier in Betracht kommen. Oft sehen wir Verwachsung dieser beiden.

Epidot und Rutil sind häufige akzessorische Gemengteile, die besonders an Biotit und Hornblende gebunden sind. In Biotit bilden sie Interpositionen, die charakteristisch gruppiert sind und selbst, wo Biotit ganz zersetzt ist, wird sein einstiges Vorhandensein durch diese Aggregate stark licht- und doppelbrechender winziger Säulchen und Körnchen verraten. In Blättchen parallel oP sieht man das bekannte

Gitterwerk dieser Säulchen, die unter 60° sich kreuzen. Die winzigen Säulchen dürften eisenfreier (KLOOS) Rutil sein. Mit ihnen vergesellschaftet sind häufig rote Eisenglimmerblättchen.

Das schwarzopake Erz ist titanhaltig und daher meist durch einen Titanitrand ausgezeichnet. Überhaupt tritt Titanit in recht zahlreichen Körnern auf.

Als Einsprenglinge in dieser Grundmasse werden große zwillinglamellierte Feldspate beobachtet, die makroskopisch einen Durchmesser von 3—4 mm besitzen; außer diesen noch Amphibolprismen und seltener Biotitblättchen. Die Feldspate sind kurz rektangulär bis leistenförmig. Selten sind sie ganz frisch. Interpositionen und Zersetzungsprodukte werden häufig von ihnen umschlossen, so Titanit, Biotit, Hornblende und Epidot. Eine feinschuppige Umwandlung des Feldspats hat begonnen. Ein sehr schmaler, durchaus frischer Rand um die zwillinglamellierten, in Zersetzung begriffenen Kerne ist mit der Grundmasse durch zackig unterbrochenen Umriß verbunden.

Die Hornblende ist schilfig-faserig, häufig verzwilligt und im Kern mitunter zersetzt unter Bildung von Calcit. Der Pleochroismus ist für

c = bläulichgrün,
b = grasgrün,
a = gelblich.

Die Auslöschung beträgt im Maximum etwa 21° .

Größere porphyrische Biotitblättchen sind selten, zeigen aber stets sagenitisches Gitterwerk mit randlicher Verdichtung der Rutilgruppierung.

Apatit als akzessorischer Gemengteil kommt in Körnern und dicken Säulchen vor und wird öfters von den Einsprenglingen umschlossen.

In denjenigen Variationen des eben beschriebenen Gesteinstypus, in denen die Einsprenglinge derart angehäuft sind, daß die Grundmasse zurücktritt, und sie sich berühren, da läßt sich die Erscheinung beobachten, daß etliche unter ihnen gekrümmt oder zerbrochen sind; bei Hornblendens treten dann bisweilen zwischen den verschobenen Teilen noch schräg verlaufende Verbindungsfasern auf. Die Einsprenglinge erscheinen gestaut, und die Fließbewegung des zähen Magmas der Grundmasse mag wohl eine kräftige Pressung zwischen den bereits ausgeschiedenen Individuen dieser ersten Generation bedingt

haben. Auf diese Weise ließen sich die nur bei dieser Generation auftretenden, dynamischen Beeinflussungen als Protoklasse erklären.

Bezüglich der Beschreibung dieser Gesteine sei daran erinnert, daß man sie bislang für Diabase gehalten hat. Ihr Gesamthabitus spricht aber nicht dafür, dagegen zeigen sie in manchen Abstufungen eine so frappante Ähnlichkeit mit den Kersantiten des Spessarts (vergl. Dünnschliffsammlung II, Ganggesteine zu ROSENBUSCHs Physiographie der Gesteine. — VOIGT & HOCHGESANG) und in ihren biotitreichen Abänderungen wiederum auch wohl mit den Glimmerkersantiten der Umgebung vom Falkenstein im Voigtlande, daß ich nicht anstehe, sie der basischen Ganggefolgschaft der granitischen Ganggesteine zuzurechnen. Auch will ich noch darauf hinweisen, daß das Vorkommen von Pilit, von dem weiter unten die Rede sein wird, für diese Auffassung spricht.

2. Gesteine mit panidiomorphkörniger Struktur.

Gesteine, die hierher gehören, sind nur in wenigen Blöcken gefunden.

Sie besitzen schwarzgraue Farbe, sind feinkörnig bis dicht und durch einen außerordentlichen Reichtum an schwarzen Glimmerblättchen ausgezeichnet. Im Dünnschliff zeigen diese Biotitblättchen in ihrer Orientierung sich an die, besonders durch die Anordnung der Feldspatleistchen hervorgerufene Fluktuationerscheinung gebunden. Der Rand dieser braun—lichtbraun pleochroitischen Blättchen ist magmatisch korrodiert und nicht selten mit einem Saum feinsten Nadelchen eines stark lichtbrechenden Minerals (Rutil) versehen. Blutrote Eisenglimmerblättchen sind als Interposition häufig lamellar eingeschaltet.

Nächst Biotit nimmt unter den farbigen Gemengteilen an der Fluktuation ein langprismatischer, stengeligter Amphibol teil. Sein Pleochroismus ist für c = bräunlichgrün, b = braun, a = gelbbraunlich. Die Auslöschungsschiefe beträgt meist 17° . Die Konturen sind unscharf und oft etwas zernagt.

Ein dritter gleichwertiger Gemengteil wird durch dicksäulige Kristalle repräsentiert, deren isodimensionale Querschnitte hin und wieder deutliche Achteckform besitzen, wie sie für Augite charakteristisch sind. Dachförmig zugespitzte terminale Endigung ist manchmal an Längsschnitten zu erblicken. Die schilfige Ausbildung, der Pleochroismus für

c = bläulichgrün, b = gelbgrün, a = lichtgelb, die Auslöschungsschiefe von 21° und die häufig erwähnte fleckige Umwandlung in Biotit weisen diesen Amphibol dem Uralit zu, dessen augitische Herkunft durch die erhaltenen Kristallformen gewährleistet ist.

Titanit ist als häufiger, akzessorischer Gemengteil zu nennen.

Den wichtigsten Gemengteil erkennen wir zwischen gekreuzten Nicols im Feldspat, der durchweg leistenförmig ausgebildet ist. Zwillingslamellen sind häufig zu beobachten, doch treten sie am einzelnen Individuum an Zahl nur sparsam auf. Das Maximum der gefundenen symmetrischen Auslöschung von 22° weist diese Leisten zu den basischeren Plagioklasen. Dunkel polarisierender, etwas bestäubter Kern und frischer, heller Mantel tun die gleichartige Ausbildung dieser Leisten mit jenen der Gruppe 1 dar. Die Anordnung dieser panidiomorphen Feldspatleisten ist durch die Fluktuation des Magmas bei ihrer Erstarrung bedingt und repräsentiert am deutlichsten die Fließerscheinung. Alle Hindernisse, so größere Augite, Aggregate von Augit und Biotit, allothigene Einlagerungen etc. werden von diesem Feldspatleistenstrom umflossen.

Auffallend ist bei der durch obige Mineralkombination ausgedrückten starken Basizität des Gesteins der verhältnismäßige Reichtum an Quarz. Bei genauerer Untersuchung zeigt sich allerdings eine Ungleichwertigkeit der Quarzkörner, die sich schon durch die verschiedene Dimension, abgesehen von den wesentlichen Verschiedenheiten ihrer Teilnahme an der Struktur des Gesteins, ausdrückt.

So fallen uns besonders die großen Quarzkörner auf, nicht eigentlich wegen ihrer Größe, sondern mehr wegen der Struktureigentümlichkeiten, die sie bedingen, insofern diese Quarzkörner von einem Hornblendekranz umsäumt werden und, wie wir zwischen gekreuzten Nicols erkennen, auch der Feldspatleistenstrom zu ihnen in Beziehung tritt und durch ihre Umfließung auf ihr ursprüngliches Vorhandensein hinweist. Die Beschreibung eines derartigen Quarzauges wird uns die genetischen Beziehungen seiner einzelnen Teile am besten erklären.

Ein rundliches, unregelmäßig polygonales Quarzkorn wird von tangential angelagerten Hornblendeindividuen kranzförmig umsäumt und weiter nach außen von den Feldspatleisten konzentrisch umflossen. Im Quarzkorn selbst können wir einen einschluffreien inneren Teil und einen einschluffhaltigen randlichen Teil unterscheiden. Die Einschlüsse werden repräsentiert

von Erzkörnchen, die am weitesten nach innen zu, und durch Hornblendenädelchen, die zwischen Erzkörnchen und Hornblendekranz und dann meist radial im Quarz eingelagert sind. Bei scharfer Beobachtung und noch besser bei stärkerer Vergrößerung läßt sich zwischen dem zentralen und randlichen Teil des Quarzes ein feiner Saum erkennen, nach dessen Verlauf auf schlauchförmige Einstülpung des Randquarzes in den Zentralquarz zu schließen ist. Im Grunde dieser Einstülpung kann dann ein Erzkörnchen gelagert sein, dem nach außen ein Hornblendenädelchen folgt. Wir erkennen hieraus, daß außerhalb des Zentralquarzes die normale Reihenfolge der Auskristallisierung des granito-dioritischen Magmas in konzentrischer Anordnung folgt, und schließen daraus, daß der Zentralquarz schon vor der Auskristallisierung der Erze im Magma vorhanden war, also zweifellos allothigener Natur ist. Die schlauchförmigen Einstülpungen weisen auf magmatische Korrosion hin. BECKE hat ähnliche Vorkommnisse aus dem Kersantit von Waldmichelbach im Spessart beschrieben und angenommen, „daß auch hier ursprünglich die Augitkränze in einem Glashofe lagen wie im Basalt. Durch dieselben Vorgänge, die den Augit in Hornblende umsetzten, wurde der Glashof umgewandelt unter Ausscheidung von Quarz, der sich orientiert an das vorhandene Korn ansetzte und nun den Amphibolnadelkranz einhüllte“. (H. ROSEBUSCH, Physiographie der Gesteine, S. 514.)

Außer diesen allothigenen Quarzkörnern finden sich im Gestein noch ziemlich viel kleine bis mittelgroße Körner von Quarz, der als Ausfüllung von Feldspatzwickeln auftritt und daher als authigener Bestandteil zu betrachten ist.

Apatit in feinen Prismen und Körnern wurde außer Titanit noch als akzessorischer Gemengteil erkannt.

Nun sei noch ein letzter eigentümlicher Bestandteil des Gesteins erwähnt. Das sind meist längliche und dann spitzwinklige, farblose Aggregate, um welche Hornblende und Biotit sich herumlegen, und die von der panidiomorphen Grundmasse umflossen werden. Bei gekreuzten Nicols ergeben sie sich als dichtes Aggregat farbloser Prismen, die eine Auslöschung von 18° und ausgezeichnete Spaltbarkeit parallel ihrer Längsausdehnung besitzen. (Die Ebene der optischen Achsen liegt den Spaltrissen parallel.) Selten nehmen sie nach der Peripherie zu einen lichten Pleochroismus des Strahlsteins an. Ihre gesamte Erscheinung weist auf Tremolit. Derartige Tremolitaggregate sind unter dem Namen Pilitaggregate schon häufig in ähnlichen Gesteinen beschrieben worden. Sie werden als

Umwandlungsprodukte von Olivin betrachtet. Im Bereich dieser Olivinumwandlungen tritt Magnet Eisen akzessorisch auf.

Dieser Gesteinstypus würde also den Pilitkersantiten (nach BECKE) zuzuzählen sein.

Da die Gemengteile der beiden eben beschriebenen Kerantittypen, soweit sie beiden gemeinsam sind, in mancher Hinsicht miteinander übereinstimmen und z. T. identisch sind, auch Übergänge beider durch Blöcke belegt sind, so glaube ich daraufhin, sie als Strukturmodifikationen eines bestimmten Ganggesteintypus auffassen zu dürfen.

Diejenige Variation mit der reichen Konzentration von Einsprenglingen möchte ich der Gangmitte zusprechen. Nach den Gangseiten zu würden die Einsprenglinge dann allmählich abnehmen, so daß am Salband der feldspateinsprenglingsfreie Pilitkersantit sich entwickelt hätte. Die Aufnahme von allothigenen Gemengteilen im randlichen Teil des Gangmagmas, wie sie im Pilitkersantit nachgewiesen ist, die vermutliche Glasbasis als primäre Umhüllung dieser Quarzaugen würden ganz gut zu dieser Annahme passen.

B. Das Übergangsgebirge im Dreisbachtale (Traischbachtale) bei Gaggenau.

Von unten nach oben besteht dieses Profil aus folgenden Gesteinen:

- | | | |
|--|---|-------------------|
| 1. Grauwackentonschiefer | } | Vom Kontakt |
| 2. Serizitischer Grauwackenschiefer | | unbeeinflusste |
| 3. Epidottonschiefer | | Gesteine. |
| 4. Muskovithornschiefer | } | Kontaktmeta- |
| 5. Biotithornschiefer | | morphe Schiefer |
| 6. Chloritschiefer zwischen Serizitschiefern | | der äußeren Zone. |

Mit den Gesteinen 2—5 wechsellagern kristalline Kalksteine und Dolomite.

Im Nordosten des Übergangsgebirges von Ebersteinburg tritt, durch Gebirgsarten des oberen Rotliegenden abgetrennt, in einem Komplex von Schiefen und körnigem, dolomitischem und calcitischem Marmor die Fortsetzung des liegenden Teils des Ebersteinburger Übergangsgebirges zutage. Die Streichrichtung der Schichten ist dieselbe, und die petrographische Beschaffenheit der Gesteine läßt sich verschiedentlich identifizieren. Wegen der nennenswerten Einlagerung von marmori-

siertem Kalkstein in die Schiefer wurde es von H. ECK als „Übergangsgebirge mit Kalksteineinlagerung“ unterschieden.

Durch ein von der Jägertanne herabkommendes Nebenflüßchen des Dreisbaches wird diese Partie in zwei unregelmäßige Hälften zerlegt, von denen die östliche durch die Anhöhe des Grafenkopfes, die westliche durch das Gebirge zwischen oberem Ohl, dem Dreisbach und dessen Nebenflüßchen repräsentiert wird. Südlich der westlichen Hälfte, jenseits des Dreisbaches, ist noch am Wege Übergangsgebirge von geringem Umfang erschlossen.

Am Nordabhang des Grafenkopfes stehen graue, hartsplitterige Schiefer an, auf deren Schieferungsflächen Blättchen von Muskovit aufblitzen. Im Dünnschliff erkennt man undulös auslöschende Quarzkörner und zwillingslamellierte Feldspatkörner, die wie Maschen in einem von serizitischer Substanz verdecktem Netzwerk liegen, das bei Auflichtung als feinkörnig quarziger Kitt sich ergibt. Diese serizitischen Partien erweitern sich mitunter flatschenartig und enthalten dann auch häufig größere, deutlich erkennbare Blättchen von Muskovit. Akzessorisch konnten Zirkon und opake Erzpartikel nachgewiesen werden.

Das Gestein ist klastisch und stellt einen Grauwackentonschiefer dar, der viel Ähnlichkeit hat mit dem Horizont a) der unteren Schindelklamm.

Über hellgraue, dickbankig schieferige Einlagerungen sagt H. ECK (a. a. O. S. 254): „Diese Schichten liegen in der nordöstlichen Verlängerung einer Linie, welche die Vorkommnisse der rötlichen Quarzite im alten Schieferbruch der Schindelklamm und an dem Waldweg von der Hütte nach der oberen Schindelklamm miteinander verbindet, und sind daher als Fortsetzung derselben zu betrachten.“

Im Hangenden dieser Gesteine folgt am Fuße des Grafenkopfes, wenige Meter über dem Wege anstehend, der das seitliche Tälchen aufwärts nach der Jägertanne führt, eine grünlichgraue Tonschieferpartie mit weichem seidenartigem Glanze und knötchenartigen Erhebungen auf den Schieferungsflächen. Entsprechende Schichten stehen auch „auf dem Rücken vom Oberen Ohl zum Traisbachtale in etwa 262 m Höhe“ (ECK) an. Nach dem äußeren Habitus und dem mikroskopischen Bilde haben wir hier Äquivalente zu den serizitischen Grauwackenschiefern, die in der Schindelklamm über dem unteren Diabashorizont zirka 75 m mächtig entwickelt sind.

Eine dichtschruppige, parallelstriemige Serizitmasse mit akzessorischen Turmalinkriställchen und größeren Blättchen

von Muskovit wird von Quarzkörnern und Linsen von Quarzkörnern durchbrochen, die makroskopisch körnelig über die Schieferfläche hervortreten.

Auf dem Rücken vom Oberen Ohl herab wechsellagern diese Schiefer besonders häufig mit Lagen körnig kristallinen Kalksteins und Dolomits, die auf den Schieferungsflächen gerieft erscheinen und Blättchen von Talk oder Muskovit zeigen. Auch östlich von dem Nebentälchen finden wir diese kristallinen Karbonate den Schiefen zwischengelagert. An dem westlichen Abhang des Grafenkopfes wurden sie sogar in früherer Zeit zu technischen Zwecken gebrochen und sind dort noch jetzt durch die alten Schürfe erschlossen.

Mit diesen geschieferten Gesteinen verbunden, tritt in 180 m Höhe auf der westlichen Seite des Grafenkopfes eine etwa 1 m mächtige Bank zutage, die durch ein schwarzes, sehr glimmerreiches Gestein gebildet wird. Im Querbruch zeigt es flaserig schieferige Textur, die durch rötlichviolette Linsen bedingt wird. Letztere brausen, mit Salzsäure betupft, auf.

Im mikroskopischen Bilde fallen uns vor allem die zahlreichen Biotitblättchen auf, die, in flaserig wellig verlaufenden Zügen gruppiert, linsenartige Partien umgehen. Der Biotit zeigt dunkelbraunen bis hellbraunen Pleochroismus und umschließt parallel zu den Spaltrissen zahlreiche winzige Säulchen von Rutil, die parallel o P sagenitische Verwachsung zeigen. Rote Eisenglimmerblättchen sind mit ihnen vergesellschaftet.

Die zwei anderen farbigen Gemengteile von wesentlicher Bedeutung gehören der Amphibolgruppe an. Durch Habitus und Charaktere wie durch verschiedene Art der Beteiligung an der Struktur lassen sie sich leicht voneinander unterscheiden.

Mittelgroße dicksäulige Individuen und Fragmente solcher von schilfiger Beschaffenheit mit dem Pleochroismus lichtgrün parallel den Spaltrissen und lichtgelblich bis farblos senkrecht zu diesen sind allenthalben zu beobachten. Die Auslöschungsschiefe beträgt etwa 19° . Bräunliche Flecken inmitten der Kristalle gehen allmählich in Biotit über. Die Übereinstimmung mit Uralit ist unverkennbar. Die calcitischen und titanitischen Interpositionen sind dieselben wie im Uralit des Ebersteiner Kersantits.

Einen gewissen Gegensatz zu diesem Uralit bilden stengelig prismatische Individuen mit Querabsonderung und Rhombenquerschnitt. An dem Pleochroismus für $c =$ bläulichgrün, $b =$ lichtgrasgrün, $a =$ lichtgelb und der Auslöschungsschiefe von 14° läßt sich die Aktinolithnatur erkennen.

Eigentümlich und in der äußeren Erscheinung an die Tremolit- und Aktinolithaggregate erinnernd ist die Einbettung dieser frisch aussehenden Aktinolithindividuen in wasserklar durchsichtiger Feldspatsubstanz, die durch reichliche Einlagerung von Calcitkörnchen ausgezeichnet ist. Je nach dem Grad der Zersetzung oder Einwanderung von Calcit schwindet der Feldspat immer mehr, so daß schließlich die Aktinolithe in Calcit eingebettet scheinen. Solche Partien und Aggregate und die oben erwähnten Augituralite zwingen die zwischengelegene Grundmasse zu flaseriger Umgehung, die in der Anordnung der Biotitblättchen zum Ausdruck kommt.

Im feldspatigen Teil der Grundmasse sind häufig noch Feldspatleisten zu beobachten, die gerade auslöschten. Quarzkörnchen sind dazwischen nicht selten. Sekundärer Biotit ohne Rutilinterpositionen verhüllt den größten Teil der Grundmasse.

Akzessorisch wurden Magnet Eisen in quadratischen Durchschnitten, Apatit in Nadeln und zahlreiche Titanitkörner erkannt.

Chloritisierung von Biotit ist nicht selten.

Das Gestein hat eine weitgehende Zersetzung erlitten, weshalb die genaue Definition der Struktur Schwierigkeiten bereitet. Doch stimmt die Ausbildung der einzelnen Gemengteile mit der der Ebersteinburger Kersantite so vollkommen überein, daß kein Grund vorliegt, dieses Gestein nicht als Kersantit zu betrachten. Auch die Art des geologischen Auftretens kann als Lagergang gedeutet werden.

KLOOS muß offenbar ein recht verwittertes und daher calcitreiches Handstück vorgelegen haben, dessen Untersuchung ihn zu der Ansicht verleitete, als läge in diesem Gestein eine Pseudomorphose von Kalkspat nach Biotit vor, dessen Kieselsäuregehalt in den nicht unwesentlichen Quarzkörnern erhalten sei. Da KLOOS außer Quarz nur Biotit und Kalkspat erkannte, nannte er das Gestein einen „Kalkglimmerschiefer“ „aus möglicherweise vorpaläozoischen Zeiten“, „ohne ihn aber identisch mit den gleichnamigen alpinen Schiefen zu betrachten“. (Aus H. ECK a. a. O.) Erwähnt sei der von seiner Seite gegebene richtige Hinweis auf die gleichartige Ausbildung des Biotits wie im Uralitit (Kersantit des Verfassers) von Ebersteinburg.

Über dem Nebentälchen drüben, am Fuß der Abdachung des Oberen Ohl, konnte dieser Kersantitgang wieder erkannt werden, was für die Identifizierung der Schichten im Hangenden und Liegenden auf beiden Seiten wertvoll ist, da die

Ausbildung durch die lokale Bedeutung der kristallinen Karbonate oft etwas variiert.

An der Westseite des Grafenkopfes werden wir in den mit kristallinen Karbonaten wechsellagernden Schiefen geringe Verschiedenheiten in Habitus und mikroskopischer Struktur beobachten, auf die wir weiter unten eingehen wollen.

Zunächst sollen uns die Beziehungen zwischen der Ton-schiefersubstanz und den Karbonaten, speziell Calcit, beschäftigen.

Im anstehenden Fels und im Handstück tritt uns nicht immer eine scharfe lagenweise Sonderung von Schiefersubstanz einerseits und kristallinen Dolomiten und Kalksteinen andererseits entgegen. Vielmehr beobachten wir eine solche Vermengung beiderlei Gesteinstypen, daß der Habitus des Gesteins einer Schieferbreccie mit überwiegendem calcitischem Bindemittel gleichkommt. In solchen Lagen liegen wohl Übergangsglieder vor und die in ihrer Schieferung gleichartig orientierten Schieferpartikel sind als Relikte von Schieferlagen aufzufassen.

Mikroskopisch läßt sich die Stellvertretung von Schiefersubstanz durch Karbonat folgendermaßen beobachten:

Die Schiefersubstanz wird im mikroskopischen Gesichtsfeld von Schmitzen und Trümmern von Quarz durchsetzt. Zwischen den Quarzkörnern zeigen sich Spuren von z. B. Calcit, die sich schließlich über das Quarzkorn auszudehnen scheinen oder dieses allmählich verdrängen, kurz, die Calcitanreicherung nimmt zu. An der Grenze gegen die Schiefersubstanz treten größere Blättchen von Glimmer auf (meist Biotit), doch zeigt sich diese selbst noch unverändert. Von dem zum Calcittrum gewordenen Quarztrum, das durch teilweise Erhaltung des Quarzes auch gemischt erscheinen kann, dringt Calcit langsam in das Schiefermaterial ein, um hier mit seinem Erscheinen die Umkristallisierung der Schiefermasse zu etwas höherer Kristallinität anzuregen. Dadurch wird das partienweise Auftreten von „Calcit-Biotithornschiefer“ bedingt. Jedoch ist dieses Stadium nur vorübergehend, denn mit dem reichlicheren Auftreten von Calcit (oder Dolomit) verschwindet der Glimmer immer mehr, er wird resorbiert. Quarzkörnchen bleiben schließlich als runde Durchbrechungen des neugebildeten kristallinen Calcit- (Dolomit-) Aggregates übrig, um aber allmählich immer seltener zu werden. An Stelle des Schiefers ist ein feinkörnig kristallines Karbonatgestein getreten, das an Stelle des ehemaligen Quarztrums von grobblättrigem kristallinem Karbonattrum durchzogen wird.

Die Frage, ob Karbonat an Ort und Stelle durch Differenzierung mergeliger Substanz gebildet, ob ein kalkig dolomitisches Sediment vorlag, oder ob es gar sekundär zugeführt wurde, läßt sich durch den Tatbefund nicht erschließen. Es ist wahrscheinlich, daß Karbonate vorhanden waren, die bei ihrer Umkristallisierung die nächst gelegenen Schieferpartien resorbierten. Das Vorhandensein parallel orientierter Muskovitblättchen in körnig kristallisiertem Karbonataggregat deutet auf Druckschieferung als Anlaß zur Umkristallisierung. Erwähnt sei noch das lokale Auftreten von frischen, wasserklar durchsichtigen, zwillinglamellierten Feldspatkristallen, die einsprenglingsartig in feinkörnig kristallinem Dolomit zu beobachten waren und Neubildungsprodukte darstellen dürften.

Untersuchen wir nun die Veränderungen in den Schieferlagen, abgesehen von ihrer teilweisen Karbonatisierung, und deren lokale Beeinflussung.

3. Im unmittelbaren Hangenden der serizitischen Grauwackenschiefer folgt ein grauschwarzes Gestein mit hartem, splitterigem Anrieb. Mikroskopisch erweist es sich als Tonschiefer, der optisch vollkommen undifferenziert erscheint. Eine regelmäßige Verteilung von Epidotkörnern, die nur in der Umgebung eines Quarztrums fehlen, das dafür selbst Epidot und Calcit angereichert führt, charakterisiert das Gestein als Epidottonschiefer.

4. Ein darüber anstehender grauer Schiefer mit roten, wenig calcitischen Dolomittrümmern klärt sich u. d. M. als feinschuppig gefältete, schwachpleochroitische Serizit-Muskovitmasse auf, deren schuppige Differenzierung sich durch die ungleichartige optische Orientierung der Glimmerschüppchen deutlich erkennen läßt.

5. Über diesem Muskovithornschiefer folgt ein grauschwarzer, dichter, splitteriger Schiefer, der im Dünnschliff ein körnig kristallines Aggregat von Feldspat und Quarz zwischen netzartig verflochtenen, feinen Biotitblättchen zeigt. Der Habitus der Struktur ist der der Biotithornschiefer. Einzelne Schmitzen von kristallinem Quarzaggregat führen Körner von Epidot.

Nach dem Hangenden zu wird der Biotithornschiefer immer ausgeprägter. Die Biotitblättchen sind genau parallel orientiert und verdichten sich mitunter zu feinen längsgezogenen Flatschen. Muskovitblättchen sind vereinzelt. Turmalin ist akzessorisch.

Als Abschluß des Grafenkopfprofiles folgt kurz vor der Einmündung des Nebentälchens ins Dreisbachtal ein Komplex

grauer bis rötlichgrauer Schiefer, deren Serizitsubstanz dicht verflochten ist, doch aber häufig von Quarzkörnchen durchbrochen wird. Die Serizitschüppchen sind phaneromer.

6. Eine Art von Chloritschiefer ist ihnen zwischengelagert. Er zeigt außerordentlich feine Fältelung und sieht wie eine Quetschzone aus.

Erzfitter sind darin akzessorisch.

Die Chloritmasse ist zusammenhängend und durchzieht in breiten gewellten Bändern das Gesichtsfeld, zwischen sich nur Schmitzen und wenig dicke Lagen von Quarzaggregat zeigend.

Im westlichen Teil unseres Gebiets treten die Schiefer mehr zurück und lassen dafür die harten kristallinen Dolomite und Kalksteine in Felsriegeln hervortreten. Südlich von dem als Kersantit erkannten Gestein begegnet uns in etwa 175 m Höhe auf dem Kamm des Rückens vom Oberen Ohl herab ein schmutziggrünes, mehr massiges als schieferiges Gestein mit Rusceln auf den unregelmäßigen und unebenen Druckflächen. Die Mächtigkeit des hervorragenden Gesteinsriegels beträgt ca 30 cm. Es fällt und streicht übereinstimmend mit den Gesteinen, in denen es zwischengelagert auftritt. U. d. M. erkennen wir ein mittel- bis grobkörniges Aggregat von z. T. leistenförmigen, zwillingslamellierten Feldspaten und wenig Körnern von Quarz, das von parallelen Flasern und Striemen von Glimmer durchzogen wird, die durch größere Feldspatleisten zu wellig flaserigem Verlauf gezwungen sind. Der Glimmer besteht zum geringeren Teil aus Biotit, zum größeren Teil aus Chlorit, der aus Biotit hervorgegangen ist. Den Striemen eingelagert ist schwarzopakes Eisenoxyd mit rot-durchsichtigem Rande, das in reihenförmiger Körnergruppierung die durch Druckschieferung bedingten Striemen noch besonders hervorhebt. Nach seinem gegenwärtigen Charakter muß dieses Gestein als Grünschiefer bezeichnet werden, und es ist nicht ausgeschlossen, daß in ihm sehr stark durch Dislokation metamorphosiertes diabasähnliches Gestein vorliegt.

Überblick. In den liegenderen Schichten dieser Partie tritt uns übereinstimmend mit dem Übergangsgebirge im unteren Schindelbachtal vom Kontakt unbeeinflußtes Gebirge entgegen. Jedoch konnten wir im hangenderen Teil eine, wenn auch wenig stark entwickelte Gruppe von Hornschiefern nachweisen, die den betreffenden im Schindelbachtal und Eberbachtal entsprechen und daher auch für diesen östlichen Teil des Übergangsgebirges das Vorhandensein der „äußeren Zone des Kontakthofes“ beweisen.

Innere Zone des Kontakthofes.

Unter „äußerer Zone“ des Kontakthofes haben wir eine Schichtengruppe von hauptsächlich Knotenschiefern und Hornschiefern kennen gelernt. Die Hornfelse des oberen Eberbachtales gehören dagegen schon in den Bereich der „inneren Zone“, welche eben durch die Hornfelsnatur ihrer Gesteine charakterisiert sein soll.

Wie wir bereits einleitungsweise angegeben haben, sind auch jene hochkristallinen Komplexe von glimmer- und gneisglimmerschieferartigen Gesteinen von Gaggenau und Sulzbach mit Kontaktgesteinen in Verbindung zu bringen, ja sie sind geradezu als innerer Kontakthof aufzufassen. Besonders wichtig ist, daß in den zu beschreibenden Komplexen noch Gesteine auftreten, die eine unverkennbare Ähnlichkeit mit einigen unserer mehr oder weniger metamorphosierte Grauwacken, die noch der äußeren Zone angehören, aufweisen. Durch Vorkommnisse dieser Art wird ein wichtiger Übergang zwischen den eben beschriebenen und jetzt zu beschreibenden Kontaktgesteinen erhalten, die räumlich voneinander getrennt auftreten. Dieser Umstand ist mit ein wichtiger Grund, die Glimmerschiefer von Gaggenau und Sulzbach als kontaktmetamorphosierte Glieder des Übergangsgebirges anzusehen.

Es möge die Beschreibung dieser Partien folgen:

C. Übergangsgebirge vom Schürckopf bei Gaggenau („Großer Wald“).

Was die Verbreitung dieses hochkristallinen kontaktmetamorphen Übergangsgebirges anbelangt, so tritt es in einem unregelmäßigen länglichen Oval vom oberen Dreisbachtal, den Schürckopf umfassend, nach Osten bis zu dem Wege von Gaggenau nach dem Bückelforst zutage. Steinbrüche zur Gewinnung von Straßenbeschotterungsmaterial, Weganschnitte und eine kleine Schlucht östlich vom Schürckopf geben über den Wechsel der Gebirgsarten Aufklärung. Die Aufstellung eines genauen Profils ist nach gegenwärtigen Aufschlüssen nicht gut möglich, da Einfallen und Streichen der Schichten von Westen nach Osten sich ändern, und zwar in dem Sinn, daß die westlichen Schichten übereinstimmend mit dem Übergangsgebirge bei Ebersteinburg und im Dreisbachtal nordöstlich streichen, nach Osten zu aber die Streichrichtung

der Schichten über Nord nach Nordwest übergeht. Das Einfallen geschieht im allgemeinen nach Süden, doch stehen auf der Höhe des Schürfkopfes die Schichten beinahe seiger, an anderen Orten sogar mit einem Einfallen nach Norden. Indem wir die anstehenden Felsarten, von Westen nach Osten gehend, beschreiben, steigen wir zugleich aus dem Liegenden ins Hangende aufwärts.

Am Wege von Gaggenau nach Ebersteinburg stehen im oberen Dreisbachtale nach dem Eintritt in den Wald grau-grüne, dünn geschichtete Gesteine mit feinkörnig schieferiger Textur an. Auf den Schieferflächen sind Biotitschüppchen besonders zahlreich zu sehen. U. d. M. erkennen wir ein deutlich geschiefertes, grobkörniges Aggregat von Quarz, Feldspat und grünem Biotit. Die Biotitblättchen sind parallel orientiert und in wellig verlaufenden Striemen angeordnet, zwischen denen längsgestreckte Quarzkörner mit undulöser Auslöschung und zwillingslamellierte oder Aggregatpolarisation zeigende Feldspate zwischen gekreuzten Nicols sichtbar werden. In größeren Partien von Quarz beobachtet man zwischen den unregelmäßig konturierten Teilkörnern eine feinkörnige Zwischenmasse, die durch randliche Zerdrückung aus jenen hervorging. Das Gestein hat somit unter hohem Gebirgsdruck gestanden. Die Verteilung von Feldspat und Quarz, deren ungleiche Korngröße und der Gesamteindruck lassen eine ursprüngliche klastische Struktur vermuten, so daß nach der mineralogischen Zusammensetzung eine Grauwacke vorläge. Jedoch verrät die Ausbildung des Biotits einen höheren kristallinen Charakter. Da die Feldspate mitunter Durchbrechungen von rundlichen Quarzkörnchen zeigen, und auch die Art des Auftretens von Biotitblättchen an interstitiale Bildung erinnert, so ist es wohl möglich, daß diese Strukturrelikte eines Hornfelses ehemals allgemeiner und deutlicher waren, aber durch die unter dem Einfluß des Gebirgsdruckes stattgehabte Zertrümmerung des Quarzes verwischt wurden.

Unfern dieser gepreßten, hornfelsigen Grauwacke steht grau-grünes, dickschieferiges Gestein an, das u. d. M. deutlich klastische Struktur in der Ausbildung und Anordnung der Feldspat- und Quarzkörner erkennen läßt. Der grüne Biotit tritt hier nur in sehr feinen, individualisierten Schüppchen auf und bildet mit feinkörnigem Kitt um die größeren Fragmente ein lockeres Netzwerk, wie wir Ähnliches bei der Struktur der Biotithornschiefer kennen gelernt haben. Ein höherer Grad von Kristallinität kommt dieser ebenfalls sehr stark gepreßten Grauwacke nicht zu.

Diese Grauwacken werden bereits von SANDBERGER (1861) als „grünliche Einlagerung“ in den „Gneis“ vom „oberen Traischbachtal“ erwähnt. (H. ECK, a. a. O. S. 51.) Was nun SANDBERGERS „Gneis“ betrifft, so ist dieser im Hangenden obiger Gesteine in einem Anbruch am Wege erschlossen. Es ist ein feinkörnig kristallines Gestein aus matten, grünlichweißen Körnchen von Feldspat, Körnchen von Fettquarz und schwarzen Biotitblättchen. Trümer und Bänder von Fettquarz durchsetzen es häufig. Die gneisähnliche, schieferige Textur wird durch unebene und unregelmäßig parallele Lagen und Flatschen von rötlichweißem Glimmer bedingt. U. d. M. zeigt der Dünnschliff hochkristallines Gepräge mit typischer Hornfelsstruktur. Quarz- und Feldspatkörner sind kristallin miteinander verbunden, doch lassen sich leicht Zonen unterscheiden, in denen Quarz überwiegt, der dann stets undulöse Auslöschung und teilweise Zerteilung in zahnförmig verbundene Teilkörner erkennen läßt, und solche, in denen Feldspat derartig sich häuft, daß Quarz nur in einheitlichen, gerundeten Körnern zwischen den Feldspatindividuen zu liegen kommt, meist aber diese in Form von Quarzeiern durchbricht, eine Struktur, die für die Kristallisationsbedingungen der Hornfelse charakteristisch ist. Die Feldspate sind, soweit sie keine Zersetzung zeigen, wasserklar durchsichtig, fast immer einheitlich, seltener zwillingsslamelliert. An Glimmermineralien werden Biotit und Muskovit und als Zersetzungsprodukt Chlorit erkannt.

Was ihre Teilnahme an der Struktur anbelangt, so tritt der dunkelbraun—hellgelb pleochroitische Biotit interstitial zwischen den Feldspat- und Quarzindividuen mit parallel zur Schieferung gerichteter Orientierung auf. In Form rundlicher Partikel bildet er Einschlüsse in Feldspat und Quarz.

Muskovit tritt seltener in dieser Weise auf, vielmehr bildet er kurze oder langausgezogene Flatschen dichtverflochtener, größerer Blätter, in deren Zwickel biotitische Substanz gelegen sein kann. Nesterartige Geflechte von Biotitblättchen umschließen zahlreiche starklichtbrechende isotrope Körner von Granat, die häufig einen chloritischen Kranz zeigen.

Schon mit bloßem Auge erkennt man im Dünnschliff trübgrauliche Partien, die sich u. d. M. als dichte Aggregate von Muskovitschüppchen und -blättchen ergeben, die aber im Gegensatz zur relativ primären Natur der oben erwähnten Muskovitblätter als Zersetzungsprodukt aufzufassen sind. Eingebettet in diesen Glimmerfilz finden sich nun Körner und körnig zerdrückte Mineralpartien, über welche bei gekreuzten

Nicols und beim Drehen des Objektisches die Auslöschung undulierend hinweggeht. Ihre Beziehung zum Glimmerfilz macht sie als Relikte einer weitgehenden Umwandlung in Muskovit wahrscheinlich. Die stärkere Lichtbrechung läßt dieses Mineral in deutlichem Relief aus dem Glimmer heraustreten. Die Doppelbrechung ist, nach der dunklen, graublauen Polarisationsfarbe zu schließen, jedenfalls wesentlich niedriger als beim umgebenden Glimmer. Auffallend sind die zahlreichen Interpositionen von Biotit und opaken Erzkörnchen, überhaupt die spezifische skelettartige Ausbildungsweise. Mit Bezug auf deutlich erkennbare Längsrisse erwies sich die Auslöschung parallel und der optische Charakter der Prismenzone als negativ. Alle angeführten Merkmale verwiesen auf Andalusit, nur war der für Andalusit oft so charakteristische Pleochroismus im Dünnschliff nicht erkennbar. So schritt ich dazu, das Mineral mit THOULETScher Flüssigkeit zu isolieren. Der bei etwa 2,8 reichlich niederfallende Schwergemengenteil zeigte nun u. d. M. äußerst zahlreiche Mineralkörner mit dem charakteristischen Pleochroismus rosarot in der Längsrichtung, blaßgrün senkrecht dazu, wie das dem Andalusit entspricht. Neben Andalusit war noch reichlich als Schwergemengenteil blauer Granat vorhanden.

Magnetitkörnchen und rote Eisenglanzblättchen sind akzessorische Gemengteile.

Struktur und Mineralführung lassen es außer allem Zweifel, daß wir es hier mit einem für Eruptivkontakt so charakteristischen Andalusithornfels zu tun haben. Der gneisartige, schieferige Habitus und die Dokumente der Kataklase sind Folgen späterer Pressungen. Mit Rücksicht hierauf wollen wir das Gestein als „geschieferten andalusit- und granatführenden Hornfels“ bezeichnen.

Auf der östlichen Seite des Dreisbachtals, über dem Wege, der halbkreisförmig nach dem Bache vorspringt, steht derselbe gneisartig geschieferte Hornfelstypus wieder an. Eine graue, massige, kristalline Einlagerung mit wenig Rutschflächen unterbricht die schieferige Ausbildung. Der Glimmer scheint darin zurückzutreten, während zahlreiche Feldspat-spaltflächen im frischen Anhub aufblitzen. U. d. M. zeigt sich das Gestein überwiegend aus Feldspat zusammengesetzt, neben dem zwar Quarz und Biotit noch reichlich, aber doch nur untergeordnet auftreten. Muskovit fehlt vollständig. Die Korngröße ist ganz verschieden. In dem meist fein- bis mittelkörnig kristallinen Gemenge treten mittelgroße und große Feldspatindividuen aggregiert auf und sind dann mit unregel-

mäßigen, gerundeten Konturen miteinander verwachsen. Diese größeren Feldspatindividuen zeigen besonders charakteristisch Bienenwabenstruktur, indem oft eine größere Anzahl eiförmig gerundeter Quarzpartikel die Feldspatsubstanz durchbricht. Neben optisch einheitlichen Feldspaten können öfters auch solche mit Zwillingslamellierung beobachtet werden.

Biotit tritt in den mittelkörnigen Partien in kleinen Blättchen interstitial auf. Parallele Flatschen von Biotitgeflecht entsprechen den Rusceln.

Partien von Granatkörnern sind Biotitgeflechten eingelagert.

Das Gestein ist ein granatführender Feldspathornfels.

Nordöstlich von der zuletzt angeführten Lokalität, im unteren Teil der aus Südosten her in das Dreisbachtal einmündenden Schlucht treffen wir ein durch unebene Glimmerlagen geschiefertes Gestein, das körnig kristallinen Charakter besitzt und schon makroskopisch grünweiße, durch Zersetzung matte Feldspatkörnchen und dazwischen winzige Blättchen von schwarzem Biotit erkennen läßt. Die Übereinstimmung mit dem oben beschriebenen Hornfelsgneise ist unverkennbar.

Im Wasserriß dieser Schlucht, da, wo der mit südlicher Richtung verlaufende Weg in scharfem Knie nach Osten umbiegt, um südlich vom Schürckopf durch den „Großen Wald“ nach Gaggenau zu führen, steht ein hartes, durch parallele Glimmerlagen gut geschiefertes Gestein an, dessen Querbruch dunkelgraue Farbe und quarzigen Fettglanz zeigt.

U. d. M. erkennen wir zwischen den Striemen und Bändern von Muskovit fast nur undulös auslöschende, parallel zur Schieferung längsgestreckte Quarzkörner, in deren Interstitien Muskovit und Biotit spärlich sich ausbreiten. Feldspatkörner treten dazwischen vereinzelt auf, seltener sind sie lokal angereichert.

Zirkon und Eisenoxyd sind akzessorisch.

Andalusit und Disthen wurden in geringen Mengen beobachtet; da sie in anderen Schichten häufiger sind, sollen sie später eingehender behandelt werden.

Da im vorliegenden Gestein die Feldspatsubstanz fast ganz zurücktritt, so kommt die dynamische Wirkung mehr zur Geltung, die in der Schieferung, der undulösen Auslöschung und Längserstreckung der Quarze ihren Ausdruck findet.

Der Habitus dieses Gesteins entspricht dem eines Glimmerschiefers; dessen Struktur jedoch einem durch Druckschieferung veränderten, stark quarzitischem Hornfelse.

- Wenige Schritte östlich von der Umbiegung des Weges ist eine alte Schurfstelle zur Gewinnung von Beschotterungsmaterial. Der hier gebrochene Fels ist dunkelgrau und außerordentlich glimmerreich. Wellig verlaufende Lagen von hauptsächlich Muskovit geben dem Gestein den Habitus eines faserig schieferigen Sedimentgneises. Rote Körnchen von Granat sind schon makroskopisch sichtbar. Ein frischer Anrieb zeigt im Querbruch häufig Fettglanz. Das mikroskopische Bild im Dünnschliff ist folgendes: In einem mittelkörnigen Quarz-Feldspatgemenge mit Hornfelsverband und interstitialer Einlagerung zahlreicher Biotit- und Muskovitblättchen, die sich oft nesterartig dicht verflechten können, liegen sehr reichliche einsprenglingsartige Individuen eines Minerals, das durch seine charakteristische skelettartige Ausbildung, seine Erfüllung mit Einschlüssen in Form von Biotitfetzchen und Erzkörnchen, seinen schwach erkennbaren Pleochroismus lichtrosarot bis weißgrünlich sowie durch höhere Licht- und relativ niedere Doppelbrechung sich als Andalusit erweist, womit auch das hohe Eigengewicht, das bei der Isolierung mit schwerer Flüssigkeit festzustellen war, in Einklang steht. Diese Andalusitindividuen sind z. T. recht frisch und zeigen bisweilen säuligen Charakter, wobei die Länge etwa der dreifachen Breite entspricht. Zwei nahezu unter 90° sich kreuzende Spaltrißsysteme sind im Querschnitt der Ausdruck der prismatischen Spaltbarkeit. Die feinschuppigen Muskovitpartien, die als Umrandung um einzelne Individuen auftreten, haben wir schon früher als Umwandlungsprodukte erkannt.

Unabhängig hiervon finden sich noch größere Muskovitkristalle, die dann auch wie der Andalusit durchbrochen sind und an einer bogenförmig wandernden Auslöschung zeigen, daß sie mechanische Verbiegung erlitten haben. Sie sind gleichwertig mit Biotit, nehmen aber durch ihre Neigung zu striemenartiger Anordnung besonderen Anteil an der faserigen Textur. Stark lichtbrechende, aber isotrope Körnchen von Granat sind häufig; sie bevorzugen gerne Anreicherungen von Biotit.

Akzessorisch sind schwarzopake Erzpartikel und wenige braune Turmalinkörner.

Dieses Gestein mag als geschieferter granatführender Andalusit-Glimmerhornfels mit Gneisglimmerschieferhabitus bezeichnet werden.

Nördlich hiervon, in zirka 225 m Höhe, treten auf der nördlichen Abdachung dieses Höhenzuges nach dem Dreisbachtale zu mächtige Felsriegel zutage. Das Streichen dieser Schichten vollzieht sich unter $N 70^\circ W$ c. bei 50° südwest-

lichem Einfallen. Im Handstück sind es rötliche kristalline Gesteine mit geringerer Schieferung, da Glimmer nur in isolierten Blättchen, nicht in zusammenhängenden Lagen, die Gleitflächen des Gesteins belegt. Der Querbruch zeigt in dunkler, fettglänzend quarziger Grundmasse zahlreiche licht-rötliche Körnchen von Granat und milchweiße kurze Linsen parallel zur Schieferung, welche, wenn gerade eine Spaltfläche getroffen ist, in Perlmutterglanz das Licht reflektieren; die mikroskopische Untersuchung gibt sie als Disthen zu erkennen. Spaltflächen von Feldspat sind selten erkennbar. Mikroskopisch erscheint uns das Gestein als mittelkörniger Hornfels, wesentlich aus Quarz, Feldspat, Biotit und Muskovit bestehend, in dem zahlreiche rissige, oft von runden Quarzen durchbrochene Granatkörnchen liegen. Rote Eisenglanzinterpositionen verunreinigen den Granat. Ganz besonders aber fällt uns noch ein Mineral ins Auge, das in säuligen Kristallen und Aggregaten solcher eine große Verbreitung im Gestein besitzt. Zwei senkrechte Spalttrißsysteme zerlegen die Kristalleinheiten kurzstengelig. Durch hohe Lichtbrechung heben sie sich in deutlichem Relief von der Quarzmasse ab. Die gegenüber Andalusit etwas höhere Doppelbrechung, eine an den isolierten Spaltstücken gemessene Auslöschung von 31° und hohes spezifisches Gewicht, das in Thouletscher Flüssigkeit bestimmt wurde, charakterisieren dieses Mineral als Disthen.

Es ist aber auch schon bei Betrachtung mit der Lupe an dem deutlichen Perlmutterglanz auf den breiten Spaltflächen erkennbar.

Feinschuppiger Muskovit als wenig mächtige Umrandung und Erfüllung der Spaltrisse im Dünnschliff ist auch hier als Zersetzung des Disthens aufzufassen.

Akzessorisch sind Eisenoxyd und Rutil.

Disthen stimmt nun zwar in chemischer Hinsicht mit Andalusit überein, insofern beiden die empirische Zusammensetzung (SiO_3Al_2) zukommt. Trotzdem ist er für die Kontakthornfelse ein fremdartiger Bestandteil, dagegen andererseits für dynamometamorphe kristalline Schiefer sehr charakteristisch, was nach BECKE durch das kleinere Molekularvolumen gegenüber Andalusit erklärt wird. Da alle hier beschriebenen Hornfelse mehr oder weniger intensive nachträgliche mechanische Beeinflussung durch Druck erkennen lassen, auch ganz beträchtlich unser vorliegendes Gestein, so erscheint es uns geradezu naheliegend, hier den Disthen nachträglich aus Andalusit hervorgegangen ansehen zu sollen. In einem später zu beschreibenden Gestein finden wir Andalusit und Disthen

(Cyanit) nebeneinander, und zwar ebenfalls unter solchen Umständen, daß an nachträgliche dynamische Einwirkungen gedacht werden muß.

Im gegenwärtigen Zustand läge sonach ein durch Gebirgsdruck aus granatführendem Andalusithornfels hervorgegangener granatführender Disthenhornfels vor.

Ein im Habitus und der mikroskopischen Ausbildung identisches Gestein treffen wir etwa 150 m östlich der oben erwähnten Felsriegel rechts von dem den Schürckopf nordöstlich umgehenden Wege in einem Steinbruch erschlossen. Diesem dickschieferigen Gestein zwischengelagert finden wir durch die ausgeprägte Parallelität von Glimmerlagen deutlicher geschieferte Partien. Im übrigen stimmen sie mineralisch und strukturell mit jenen überein.

An der Kreuzung der beiden Wege, die den Schürckopf südlich und nordöstlich-nördlich umgehen, finden wir in einem unbedeutenden Aufschluß ein gutgeschiefertes Muskovitglimmergestein mit dunkeln Flecken auf den Schieferflächen, die sich unter der Lupe als Biotitanhäufungen mit Granatkörnern erweisen und dem Gestein das Gepräge eines hochkristallinen Fleckschiefers geben.

U. d. M. erkennen wir ein mittelkörniges Aggregat von undulös auslöschenden Quarzkörnern, Feldspatpartien mit siebartigen Durchbrechungen rundlicher Quarze, und Glimmer, der durch Biotit und Muskovit vertreten wird, die durch ihre z. T. interstitiale Lage die Eigentümlichkeiten des Hornfelsverbandes vervollständigen. Die optische Orientierung des Glimmers ist im allgemeinen gleichsinnig. Größere Muskovitblättchen sind in Striemen angeordnet, die bei welligem Verlaufe undulös wandernde Auslöschung gekrümmter Blättchen erkennen lassen, namentlich dort, wo größere Feldspatindividuen oder Gesteinspartien linsenartig zwischen den Glimmerzügen auftreten. Auch die Granatkörnerhäufchen in biotitreicher Umgebung weisen Längserstreckung und Einlagerung parallel zur Schieferung auf. Das ganze Gefüge des Gesteins deutet auf intensive Beeinflussung durch Gebirgsdruck, der schon zu einer Zeit eingesetzt haben muß, da durch andere Prozesse der Metamorphose Kristallisierung angeregt und die jetzige Hornfelsstruktur im Gestein bedingt wurde, die wir der Kontaktwirkung zuschreiben.

Längliche, zur Schieferung parallele Partien aus Disthen wurden auch hier beobachtet.

Erwähnt sei noch der in einzelnen großen Körnern akzessorisch auftretende, hornfelsartig von Quarz durchbrochene Turmalin.

Das Gestein ist ein geschieferter Hornfels mit dem Habitus eines hochkristallinen Muskovitfleckschiefers.

Nordwestlich von der Anhöhe des Schürckopfes, auf 260 m Höhe, treffen wir in einem neu angelegten Steinbruch, dicht an einem auf der topographischen Karte im Maßstab 1:25 000 nicht eingezeichneten Waldwege ein schwarzglänzendes, körnig kristallines Gestein von massigem Habitus und einer dickbankigen Absonderung im Sinne einer schwachen Schieferung.

Spaltflächen von Feldspat, schwarze Biotitblättchen und vereinzelt Granatkörnchen sind mit bloßem Auge erkennbar.

Das Gestein erscheint uns im Handstück als der Typus massiger Hornfelse. U. d. M. zeigt der Dünnschliff entsprechende Verhältnisse. Einheitliche und zwillingslamellierte Feldspatkörner und Biotitblättchen bilden den Hauptanteil des Gesteins. Quarz tritt nur in kleinen Körnern zwischen den Feldspatkörnern und als siebartige Durchlöcherung derselben auf. In den Granatkörnern kommt diese Bienenwabenstruktur zum gesteigerten Ausdruck dadurch, daß die Häufung der runden Quarzdurchbrechungen die eigentliche Granatsubstanz nur als Gerüstwerk erscheinen läßt.

Trotz der allgemeinen richtungslosen Lagerung der die Interstitien der Feldspate erfüllenden Biotitblättchen ist doch in deren Orientierung die Richtung der geringen Schieferung bevorzugt.

Akzessorisch sind quadratische Magnetitdurchschnitte, sechsseitige Eisenglanzblättchen, Apatit und Zirkon.

Trotz der unberührten Hornfelsstruktur im mikroskopischen Gesichtsfeld hat das Gestein doch einem, wenn auch geringen Gebirgsdruck unterlegen, der sich aber nur in der undulösen Auslöschung größerer Quarze dokumentiert. Bemerkenswert ist das gänzliche Fehlen von Muskovit in diesem reinen granatführenden Biotit- oder Feldspat-Hornfels.

Dieses massive Gestein ist ein besonders charakteristischer Vertreter für den kontaktmetamorphen Hornfelstypus.

Den höchsten Punkt des Schürckopfes bilden gutgeschieferte Gesteine, die beinahe seiger einfallen und unter N 60° Wc. streichen. Der Querbruch zeigt ausgezeichnete Schichtung im Wechsel feinkörnig kristalliner rötlicher Schichten und schwarzer glimmeriger Lagen, in denen silberweiße Muskovitblättchen häufig sind. Auf den Schieferungsflächen liegen zahlreiche dichtgruppierte Durchschnitte von 2—3 mm großen Granatkörnern, die als rote runde Flecken aus der dunkeln, glimmerreichen Unterlage hervortreten. Um die Granatkörner herum beobachten wir meist eine schwarze Zone von Biotit.

Das Gestein erscheint uns daher als hochkristalliner Granatfleckenschiefer.

Das Mikroskop enthüllt im Dünnschliff ein körnig kristallines Aggregat von Feldspat, parallel orientierten Biotitblättchen mit dem Pleochroismus dunkelrotbraun—hellgelbbraunlich und Quarzkörnchen. Die Struktur zeigt ausgeprägten Hornfelscharakter.

Die durch die parallele Orientierung der Biotitblättchen angedeutete Schieferung kommt besonders in den glimmerreichen Lagen durch die striemige Anordnung des Muskovits zur Geltung.

In diesen Glimmerzonen beobachten wir recht häufig linsenförmige Anschwellungen, die durch wirrstrahlige Aggregate von säuligen Disthenspaltstücken mit den oben schon erwähnten physikalischen Merkmalen gebildet werden.

Granatkörner treten sehr häufig im Gestein auf; wo sie länglich gestreckte Ausbildung besitzen, liegen sie parallel zur Schieferung.

Das Gestein ist geschieferter Granat-Disthenhornfels von dem äußeren Habitus eines kristallinen Granatfleckenschiefers.

Östlich vom Schürckopf kommen die auf der Anhöhe in dünnschichtiger Wechsellagerung ausgebildeten, soeben beschriebenen Gesteinstypen zu selbständiger, mächtiger Entwicklung. Einige kleinere Anbrüche in 230 m und 210 m Höhe, der durch die Schlucht des rechten Nebenflüsschens des Dreisbaches geschaffene Aufschluß und unbedeutende Felsriegel südlich von dem Wege aus dem „Großen Walde“ nach Gagenau zeigen diese Gesteine erschlossen. Den mächtigsten Anteil am Aufbau dieser Zone nehmen sehr glimmerreiche, wellig flaserige Gesteine mit ausgezeichnetem Glimmerschieferhabitus. Zwischen den feingefalteten, unebenen Lagen, die aus weißen und rötlichweißen Glimmerblättern gebildet werden, liegen linsenförmige, im Querbruch perlschnurartig hervortretende Partien von feinkörnig kristalliner, fettglänzender Beschaffenheit.

Diesem glimmerschieferartigen Gestein konkordant zwischengelagert sind wenig mächtige, rötliche oder rötlichdunkelgraue, feinkörnig kristalline, glimmerarme Hornfelschichten, deren Schieferungsflächen durch rundliche Granatdurchschnitte ein fleckiges Aussehen erhalten, wie wir es in jenem Granatfleckenschiefer vom Schürckopf bereits kennen gelernt haben.

Ein Dünnschliff, der senkrecht zur Schieferung beide Gesteinstypen getroffen hat, zeigt u. d. M. eine scharfe Tren-

nung beider. Die feinkörnigen Lagen bestehen aus undulös auslöschenden, langgestreckten Quarzkörnern, siebartig von Quarzpartikeln unterbrochenen Feldspaten und parallel orientierten Biotitblättchen. Granatkörner sind recht häufig und übertreffen an Größe das Korn des Hornfelses um das Mehrfache.

Der Übergang zum glimmerschieferigen Habitus geschieht unvermittelt, insofern mit scharfer Grenze die Muskovitglimmerführung beginnt, und Striemen dichtverflochtener Muskovit- und Biotitblättchen in welligem Verlaufe das meist quarzige Hornfelsgestein durchziehen, wobei Partien von Granat oder ein wirrstrahliges Aggregat von Disthenstengeln, zwischen denen bisweilen noch Körner von Andalusit liegen, die linsenförmigen Anschwellungen bilden. Wo letztere zurücktreten, kommt dafür der quarzige Untergrund zu Gesicht.

Das Zusammenvorkommen von Disthen und Andalusit ist ganz besonders bemerkenswert. Wie schon oben erwähnt, sind beide Mineralien innerhalb der kristallinen metamorphen Schieferreihe der Ausdruck verschiedenartiger Bildungsbedingungen, worauf ja auch nach BECKE ihr verschiedenartiges Molekularvolumen hinweisen dürfte. Vorliegendes Gestein vereinigt nach seiner strukturellen Ausbildung nun tatsächlich sowohl die Merkmale eines kontaktmetamorphen Gesteins in der ausgezeichneten Hornfelsstruktur und Mineralkombination mit Andalusit als auch alle jene durch nachträglich erlittene mechanische Veränderung zum Ausdruck gebrachten Kennzeichen der Druckmetamorphose. Der unter den neuen Bildungsbedingungen nicht mehr bestandfähige Andalusit erfuhr demnach eine Umlagerung in den bestandfähigen Disthen.

Mit Bezug auf den Verlauf dieser Umwandlung läßt sich aus verschiedenen Beobachtungen noch folgendes Bild kombinieren.

Außer Andalusitpartien, die fast optisch homogen reagieren, beobachten wir in verschiedenen Dünnschliffen unserer schieferigen Andalusithornfelse auch solche mit ausgezeichneter undulöser Auslöschung, in der wir den optischen Ausdruck einer durch Druck bedingten molekularen Strukturstörung sehen. In den meisten Fällen erwies sich der schiefernde Gebirgsdruck so stark, daß eine mechanische Zerreißung die Folge war, und die stengelig abgesonderten Partikel von Andalusit im Sinn der Schieferung zu länglichen Partien sich anordneten.

Besonders im östlichen Teil des andalusit- (disthen-) führenden Schieferkomplexes konnte ich in Dünnschliffen öfters

inmitten einer Partie stengeliger Disthenpartikel noch kompakte Reste von Andalusit erkennen, der durch niedrigere Licht- und Doppelbrechung und blassen Pleochroismus rosarot bis weißgrünlich deutlich sich abhob, und dessen randliche Absonderungen in den Disthenpartikeln ihre Fortsetzung hatten. Der Übergang erfolgt nicht allmählich, sondern, etwa durch einen Spaltriß oder Spaltraum getrennt, ohne Vermittlung.

Aus dem unteren Teil der Schichtenfolge der bereits erwähnten Schlucht östlich vom Schürckopf sei noch eine wenig mächtige Bank erwähnt, die von gut geschiefertem, splitterig brechendem Gestein von rötlichgrauer Farbe gebildet wird.

Muskovit ist in feinen Schüppchen erkennbar, während Biotit zahlreiche schwarze, runde Flecken auf den Schieferungsflächen bildet. Mikroskopisch wird das Gestein aus undulös auslöschenden Quarzkörnern und interstitialen Muskovitblättchen zusammengesetzt. Biotit in kleinen Blättchen ist untergeordnet und spielt eigentlich die Rolle eines akzessorischen Gemengteils. In vereinzelter Häufchen ist er dichter gruppiert. Granatkörnchen sind hin und wieder vorhanden und als winzige Relikte in Chlorit eingebettet.

Das Gestein ist ein quarzitischer Hornfels. Nach seinem Habitus möge es die Bezeichnung „gefleckter Hornfels-quarzit“ führen.

Der östlichste Vertreter des geschieferten Hornfelskomplexes im „Großen Walde“ ist ein feinkörnig glimmeriger kristalliner Fleckschiefer, der auf dem Wege von Gaggenau nach dem Bückelförst, beim steileren Anstieg des Weges, zutage tritt.

Am Handstück prävaliert die dunkle Farbe in dem regellosen, fleckenweisen Wechsel rötlichgrauer und schwarzer feinkörnig glimmeriger Partien. Die schwarzen Flecken zeigen unter der Lupe Fettglanz und Glimmeranhäufung. Auf den wenig ausgeprägten Schieferungsflächen sind gleichzeitig ein-
spiegelnde Muskovitschüppchen gelegen.

Mikroskopisch besteht das Gestein wesentlich aus parallel orientierten Muskovitblättchen und -striemen, denen auch Biotit beige-
sellt ist, einem zum größeren Teile aus Quarzkörnern gebildeten kristallinem Aggregat, das von größeren zusammenhängenden Feldspatpartien unterbrochen wird. Dieser unregelmäßig partienweise Wechsel von ausschließlich quarziger oder feldspatiger Zusammensetzung kommt im Handstück in der quarzifettglänzenden—rötlichfeldspatigen Fleckung zum Ausdruck. Linsenförmige Anschwellungen der Muskovitstriemen werden durch Andalusitkristalle oder -aggregate ver-

ursacht. Querschnitte derselben lassen etwa quadratische Umrisse erkennen und eine rissige Spaltbarkeit parallel zu diesen.

Opakes Eisenerz, Zirkon und wenig Turmalin- und Granatkörner sind akzessorisch beigemengt.

Diesem Hornfelsgestein sei die Bezeichnung Andalusitfleckschiefer gegeben.

D. Übergangsgebirge bei Sulzbach.

Östlich vom Murgtal tritt das Übergangsgebirge noch einmal in einem Komplex hochkristalliner, kontaktmetamorpher Gesteine an die Oberfläche. Es dehnt sich vom Steinbruch an der Straße von Ottenau nach Sulzbach über den Grafenrothel nach dem Steinbruch am Silberrücken und den Jägeräckern hinauf aus.

Von dem Gestein aus dem Steinbruch an der Straße nach Sulzbach berichtet schon H. ECK (a. a. O. S. 63), daß es „völlig dem Gneisglimmerschiefer im Großen Walde bei Gaggenau“ gleiche. „Vorwiegend aus Glimmer bestehend, nur untergeordnet Quarz und Feldspat führend, läßt dasselbe frisch im Querbruch colombinrote Granaten erkennen, um welche die Glimmerlamellen sich herumschmiegen, und welche auf den Schieferungsflächen vorstehende Knoten veranlassen.“

Dünnschliffe zeigen zwischen gekreuzten Nicols vornehmlich parallel struierte Muskovitblätter, die in dichtverflochtenen, von Quarz durchbrochenen Striemen große, rissige Granatdurchschnitte mit polygonalen Umrissen wellig umgehen. Biotitblättchen sind untergeordnet diesen Striemen eingeschaltet. Dazwischen wird ein körnig kristallines Mosaik aus wesentlich Quarz, aber auch Orthoklas und vereinzelt Plagioklas sichtbar. Magneteisen, Apatit und Zirkon treten akzessorisch auf.

Disthen, wie er von H. ECK angegeben wurde, konnte ich in drei mir zur Untersuchung vorliegenden Dünnschliffen dieses Gesteins nicht entdecken. Doch ist bei der sonstigen strukturellen Übereinstimmung mit den oben erwähnten Gesteinen östlich vom Schürckopf das Vorkommen von Disthen nicht unwahrscheinlich, wenn, wie es scheint, auch seltener.

Am Silberrücken in den Jägeräckern können wir ein durch mehrere größere Anbrüche erschlossenes Profil von West nach Ost aus Liegendem ins Hangende zirka 300 m weit verfolgen.

Das Liegendste dieses Profiles wird durch ein rotbraunes, in 2—3 mm starken Lagen geschiefertes, feinkörnig kristallines Gestein vertreten, das zahlreiche Muskovitblättchen auf den

Schieferungsflächen führt. Mikroskopisch erweist es sich aus Feldspat und Quarz von feinem Korn in hornfelsig kristallinem Verband zusammengesetzt. Lockere Züge einzelner Muskovitblättchen lassen durch ihre Parallelität bei der sonst massigen Textur die Schieferung erkennen. Selten gehören diese Glimmerschüppchen dem Biotit an. Das Gestein ist ein geschieferter Hornfels. Bemerkenswert ist dessen Streichen mit N 5° W obs. unter 55° östlichem Einfallen.

Ins Hangende zu folgt ein uneben schieferiges, gefälteles Gestein mit reichlicher Führung weißer Glimmerschüppchen. Der Charakter des Gesteins ist feinkörnig kristallin. Quarz und Feldspat zeigen u. d. M. feinkörnige Hornfelsstruktur, die durchzogen wird von welligen Glimmerzügen, die dem Muskovit, nur ausnahmsweise chloritisiertem Biotit angehören. Akzessorisch ist honiggelber Rutil in Körnchen. Vom liegenderen geschieferten Hornfels unterscheidet sich dieser durch kleineres Korn, Fältelung der Glimmerzüge und die akzessorische Führung von Rutil.

Etwa 40 Schritte weiter östlich treffen wir einen geschieferten rötlichgrünen Quarzit anstehend, dessen einzelne 2—3 mm starke Lagen durch einen Belag mit Eisenoxyd markiert sind. Einzelne Muskovitschüppchen blitzen am Handstück aus dem fettglänzenden Querbruch auf. U. d. M. beobachtet man in dem hornfelsig kristallinen Quarzkörneraggregat parallel orientierte Muskovitblättchen und bisweilen ein Netzwerk von Eisenoxydschnüren, die lokal rot durchsichtig sind.

Östlich von diesem Hornfelsquarzit, also in dessen Hangendem, ragt unter der Rasendecke ein sandig-glimmeriges Gestein von roter und gelbroter Farbe hervor, das durch größere rotweiße Muskovitblättchen eine geringe Schieferung erfährt. Am Handstück erkennen wir schon mattgrünlichweiße oder rötliche Feldspatkörnchen und dazwischen grüne Biotitblättchen. Der körnig kristalline Habitus ist derselbe, wie wir ihn am Hornfelsgneis des oberen Dreisbachtals beschrieben haben.

Auch mikroskopisch können wir Übereinstimmung konstatieren. Mittelgroße Feldspate mit siebartiger Durchbrechung von runden Quarzpartikeln zeigen mit richtungslos gelagerten interstitialen Biotitblättchen jenen ausgeprägten Hornfelsverband, wie er uns mehrfach bis jetzt begegnet ist. Quarz tritt darin gegen Feldspat bedeutend zurück. Granat ist vorhanden und an Biotitanhäufungen besonders gerne gebunden. Größere Muskovitblättchen sind vereinzelt zu beobachten. Da sie zwar im Handstück lagenweise angereichert auftreten, sonst aber

regellos orientiert sind, spielen sie ganz die Rolle wie die Muskovite in echten Hornfelsen, sie sind Kontaktmineral.

Das Gestein repräsentiert den Typus eines körnig-kristallinen, massigen Hornfelses.

Nunmehr folgt als Abschluß des Profils nach Osten über 100 m mächtig und in zwei größeren Anbrüchen erschlossen ein dunkelgraues, glimmerreiches Gestein, dessen Glimmerlagen völlig gestaucht erscheinen, und das im Querbruch besonders rundliche dicklinsenartige Partien von gräulichtrübweißer Farbe in großer Häufigkeit zeigt. Das Mikroskop gibt diese als Disthenaggregate zu erkennen. Feine colombinrote Granatkörnchen spielen schon bei der Betrachtung des Handstücks mit unbewaffnetem Auge eine große Rolle, denn in zahllosen Körnchen sind sie den glimmerigen Partien eingelagert.

Die am Aufbau des Gesteins sich beteiligenden Mineralien sind Muskovit, Biotit, Granat, Disthen, Quarz, Feldspat, Eisenoxyd und Zirkon.

Den Hauptanteil haben die Glimmersubstanzen, und zwar in erster Linie Muskovit, der in wellig gestauchten Bändern das Gesichtsfeld im Dünnschliff erfüllt und von zahlreichen wasserklaren Quarzen unterbrochen ist. Biotit hat nur geringe Bedeutung und tritt in den Muskovitzügen lamellar eingeschaltet auf.

Rundliche oder sechseckig polygonale Granatkörner treten außerordentlich häufig auf, und zwar meist innerhalb der Glimmerzüge, doch auch häufig im Mosaik der Quarzkörner, die in wasserklarer Durchsichtigkeit zwischen den Glimmerlamellen oder linsenartig zwischen den wellig verbogenen Glimmerzügen sichtbar werden. Zu linsenartiger Umgehung werden die Glimmerzüge hauptsächlich von jenen gräulichtrübweißen Partien, die schon am Handstück beobachtet werden, gezwungen. U. d. M. treten uns diese als längliche Aggregate richtungslos verwachsener Disthenprismen entgegen, mit denen Granatkörner selten vergesellschaftet sind. Eisenoxyd als akzessorischer Gemengteil ist überall zerstreut, scheint aber an Biotit und Granat gebunden.

Was die Ausbildungsweise dieser Gemengteile anbelangt, so zeigen besonders Muskovit und Granat jene für Kontaktmineralien so charakteristische Eigentümlichkeit eiförmig rundlicher Interpositionen von Quarz. Die Quarzkörner zeigen mosaikartige Aggregation, im allgemeinen einfachen Verlauf ihrer Konturen, Einschlüsse eiförmig gerundeter Biotitblättchen und eventuell Zirkon und, was sie von den Quarzen archaischer Gesteine noch besonders unterscheidet, jeglichen Mangel in Wolken und Flächen angeordneter Flüssigkeitseinschlüsse.

Feldspat ist im vorliegenden Gestein seltener zu beobachten.

In bezug auf die Fältelung der Glimmerzüge muß gesagt werden, daß gebogene Muskovitblättchen mit wandernder Auslöschung nicht selten sind, ebenso undulös auslöschende Quarzkörner, daß aber die Struktur, wie sie durch Kontaktmetamorphose bedingt wurde, frisch und unverwischt erscheint, die Muskovitblätter außerdem doch meist in gegenwärtiger Lagerung als Kontaktmineral sich bildeten, so daß wir die lamellare Faltung der Glimmerzüge in eine Zeit verlegen müssen, in der Gebirgsdruck mit Kontakt zusammenwirkte, und ersterer über die Wirkungsperiode des Kontaktes hinaus noch andauerte. Wo lokal diese Glimmerfältelung fehlt, da haben wir trotz der im allgemeinen parallelen Struierung der Glimmerzüge doch regellose Durcheinanderlagerung skelettartiger Muskovitblättchen. Auffallend große Muskovitblätter sind reich an unregelmäßig gerundeten Quarzdurchbrechungen. Die Konturen derselben sind mit dem Mosaik der Quarzkörner verwachsen.

Muskovit und Quarz sind die wesentlichen Gemengteile, denen Granat und Disthen beigeordnet sind, so daß wir diesem Gestein die Bezeichnung und Charakterisierung als granat- und disthenführender Muskovit-Quarzhornfels zuerkennen müssen.

Im Grunde eines der zur Gewinnung dieses Muskovit-Quarzhornfels als Beschotterungsmaterial geschaffenen Anbrüche ist grobkörniger, z. T. deutlich gebänderter, sehr stark gepreßter Granit erschlossen, der über 1 cm große Feldspate mit spiegelnden Spaltflächen und rötlicher oder grauweißer Farbe, fettglänzend graue Quarze und silberweißen Muskovit, der besonders in parallelen Bändern reichlich vorhanden und dann meist in $\frac{1}{2}$ bis 1 cm großen Tafeln ausgebildet ist, am Handstück oder anstehenden Fels erkennen läßt. Rotbraune Granaten, die besonders in der Nähe des Kontaktes mit dem Glimmerquarzhornfels zahlreich eingelagert sind und bis zu 3—10 mm an Durchmesser erreichen, zeigen selten kristallographische Ausbildung, fast durchweg gerundete, kugelig geriefte Oberfläche. In den deutlich gebänderten, besonders muskovitreichen Partien, von denen ein Block mit dem oben beschriebenen Glimmerquarzhornfels im Kontakt vorliegt, scheint der Feldspat zerdrückt worden zu sein; die eckig splitterigen Quarzkörner liegen in einer rötlichweißen Feldspatmasse, die auch noch größere, deutlich erkennbare Feldspatfragmente zeigt. Muskovit tritt in diesen 1—2 cm starken, vornehmlich aus Feldspat und Quarz bestehenden Bändern nur in zahl-

reichen feinen Schüppchen auf. Diese gelbrötlichweißen Lagen werden durch $\frac{1}{2}$ cm starke, dunkelfettglänzende Bänder von grobem Quarzkorn und großen richtungslos gelagerten Muskovitafeln von bis zu 10 mm Durchmesser voneinander getrennt.

Die trotz der Bänderung richtungslose Struierung der weißen Glimmertafeln, die wechselnde Anreicherung der einzelnen Gemengteile bei sonst granitischem Habitus erinnern an pegmatitische Ausbildung, mit der die Mineralkombination ja auch übereinstimmt.

15—20 Schritte weiter östlich sehen wir dasselbe Gestein in mittelkörniger Ausbildung als 1 m mächtiger Gang und darüber ein Trum von gleicher Beschaffenheit von 1 cm Dicke den Glimmerquarzhornfels durchsetzen. Wir erkennen auch hier rötlichen Feldspat, fettglänzenden Quarz und weißen Muskovit mit bloßem Auge.

Der Dünnschliff durch eine feldspatreiche, aber glimmerarme Partie zeigt u. d. M. hypidiomorphe körnige Struktur. Große, mit Albitschnüren perthitisch verwachsene Orthoklasindividuen liegen in mittel- bis feinkörnigem Aggregat von Orthoklas und Plagioklas, worunter auch Mikroklinindividuen mit Gitterlamellierung zu erwähnen sind.

Quarz wird stets in aggregierten Körnern mit unregelmäßigen und gelappten Konturen beobachtet. Reiche Flüssigkeitseinschlüsse sind für sie charakteristisch. Undulöse Auslöschung besitzen sowohl diese Quarzkörner wie auch der in vereinzelt größeren Blättchen auftretende Muskovit. Kleinere Muskovitblättchen sind an die mittelkörnigen Feldspataggregate gebunden, die striemenartig sich zwischen den größeren Feldspatkristallen hindurchwinden und als Zerdrückungszonen erscheinen.

Die saure mineralische Zusammensetzung und die hypidiomorphe Struktur sowie die Art des geologischen Verbandes dokumentieren die eruptive Natur dieser Gesteine und weisen sie in die Gruppe der Granite speziell zum Muskovitgranit von der Ausbildungsweise des Pegmatites.

Wir haben also wiederum im Bereich unserer Kontaktgesteine einen Vertreter der Ganggefolgschaft des granitodioritischen Magmas und damit einen weiteren Wahrscheinlichkeitsbeweis für die Annahme, daß unser Übergangsgebirge, und zwar die hochkristallinen Teile desselben, in direktem Kontakt von Tiefengestein unterlagert werde.

Was die frühere Deutung dieses grobkörnigen gepreßten Pegmatites anbelangt, der früher nur an einer Stelle in 1,5 m mächtiger Lage erschlossen war, so wurde dieses Gestein von

WALCHNER (1844 Anonymus) zwar richtig als Granit aufgefaßt, doch haben es alle späteren Autoren wegen der Paralleltextur des in dem größeren Aufbruch zutage tretenden Gesteins (die weiter östlich gelegenen Gänge oder Apophysen waren noch nicht beobachtet) als konkordant zwischen dem, als Gneisglimmerschiefer beschriebenen, Glimmerquarzhornfelse eingelagerten „körnig flaserigen Muskovitgneis“ betrachtet.

In diesem Sinne gab PLATZ 1873 eine ausführliche Beschreibung in seiner „geol. Beschreibung der Umgebungen von Forbach und Ettlingen“.

E. WEBER spricht sich in seinen „Studien über Schwarzwälder Gneise“ (Min. u. petrogr. Mitteilungen, herausgegeben von G. TSCHERMAK, N. F. Bd 6, H. 1, 1884) folgendermaßen über diese Gesteine und speziell den Plagioklas darin aus: „Derselbe charakterisiert sich nach der sowohl an Spaltblättchen erhaltenen und sich auch im Dünnschliff an geeigneten Schnitten zeigenden, ganz geringen, kaum 1—2° betragenden Auslöschungsschiefe auf der Basis oP als Oligoklas, welche Beobachtung mit der von den meisten Forschern angegebenen Tatsache gut übereinstimmt, daß der triklin Feldspat der Schwarzwälder Gneise vorwiegend dem Oligoklas zuzurechnen ist.“

Die an Gneise erinnernde Paralleltextur dieser Gesteine, die, wie schon erwähnt, in glimmerreichen Teilen besonders stark ausgeprägt ist, verläuft nicht konkordant mit der Primärschieferung der Glimmerquarzhornfelse, sondern stößt unter einem deutlich erkennbaren Winkel an der Grenze gegen die metamorphen Sedimente auf. Die wellige Verstauchung der Glimmerzüge dieser Gesteine mag der äquivalente Ausdruck entsprechend der Druckschieferung des Pegmatites sein.

Die tiefgehende Kataklase in diesem Pegmatit weist uns darauf hin, daß eine Gebirgsbewegung stattgefunden haben mußte, nachdem die Eruption des Granites bereits geschehen, und seine Erstarrung sich vollzogen hatte. Es ist sehr wahrscheinlich, daß diese Pressung hauptsächlich in dem dem Granit nächstgelegenen Gebiet, d. h. in den in direktem Kontakt stehenden Teilen des Übergangsgebirges sich abgespielt hat, da nur in diesen Gesteinen Wirkungen einer postkontaktmetamorphen Dislokation deutlich erkennbar waren. Diese Bewegung war anscheinend bereits zur Ruhe gekommen, als der Granitporphyr im oberen Schindelbachtale und die Kersantite aus den Haberäckern aufbrachen, denn es fehlen ihnen jegliche Spuren von Kataklase.

E. Übergangsgebirge am Fuß des Amalienberges bei Gaggenau.

Das Übergangsgebirge am Fuß des Amalienberges in der Nähe von Gaggenau ist nur unbedeutend erschlossen und am linken Ufer der Murg bei tiefem Wasserstande zugänglich: WALCHNER kannte diese Stelle schon 1844 (Anonymus), die aber später erst wieder von H. ECK (a. a. O. S. 58) erwähnt wurde. Dem Verfasser liegt von dieser Lokalität ein schmutzig-grünes, geschiefertes Chloritgestein vor, das im Kern mehr und mehr in weniger gut geschieferte, ja massige, graukörnig kristalline Teile übergeht. Mikroskopisch erwies es sich sehr stark zersetzt. Karbonat verhüllte die Struktur und ließ nur Chloritblättchen und hin und wieder eine Schmitze aus feinkörnig kristallinem Quarz erkennen. Eisenoxyd bzw. Eisenoxhydhydrat nehmen in netzartig verflochtenen Schnüren nennenswerten Anteil an der Zusammensetzung des Gesteins.

Durch die Lagerung im Wasser ist das Gestein völlig zersetzt worden, wie ja die Gemengteile beweisen, die lediglich Produkte weitgehender Zersetzung sind.

Adern von Carneol und Calcedon, die sehr stark roteisenschüssig sind, durchziehen das Gestein.

Über die Zusammensetzung eines, wie es scheint, frischeren Handstückes, als es dem Verfasser vorliegt, berichtet WALCHNER (H. ECK, a. a. O. S. 58), daß es teils „aus einem feinkörnig schieferigen Gemenge von rötlichen Feldspaten, Quarz und dunklem Glimmer“ bestehe, „teils reich an braunschwarzem oder grünem Glimmer und ähnlich den Gesteinen im oberen Dreisbachtale“ sei.

Durch die Übereinstimmung des an dieser Stelle zutage tretenden Gesteins mit kristallinem Übergangsgebirge aus dem oberen Dreisbachtale, die hierdurch wahrscheinlich gemacht ist, erhalten wir ein wertvolles Zwischenglied zwischen dem kristallinen Übergangsgebirge rechts und links der Murg.

F. Übergangsgebirge bei Baden-Baden.

Dem Friesenberggranit ist im Südsüdosten ein schmales Längsoval kristalliner schieferiger Gesteine vorgelagert, das vom Friesenberg hinter dem Konversationshause und der Trinkhalle zu Tale zieht und rechts der Oos nach dem Schloßberg hinansteigt. Zwei vom Friesenberg nach der Oos zu eingeschnittene

Tälchen, von denen das eine etwas nördlich der Trinkhalle, das andere zwischen Konversationshaus und Hotel MESSMER ins Oostal einmünden, bilden die nördliche und südliche Grenze dieser Gesteine. Rechts der Oos lassen sie sich am Sockel des katholischen Pfarrhauses wiedererkennen und bilden bis zum Schloß hinauf den für Geologen selten erschlossenen Baugrund dieses Stadtteils.

Der fremdartige Charakter dieser schieferigen und doch hochkristallinen Gesteine, ihre Unterlagerung durch den Granitit und diskordante Überlagerung durch Schichten des Kulms haben seit ihrer erstmaligen Erwähnung durch BEYER im Jahre 1794 eine recht mannigfaltige Beurteilung gefunden. Eine große Anzahl von Forschern hat im Lauf des letzten Jahrhunderts die geologisch problematischen Gesteine zu enträtseln versucht.

Trotz einer gewissen Ähnlichkeit im äußeren Habitus und noch mehr der Übereinstimmung und Gleichwertigkeit der mikroskopischen Struktur dieser bei Baden-Baden zu Tage tretenden Gesteine mit denen aus dem „Großen Walde“ bei Gaggenau und von Sulzbach beschriebenen, haben sie doch stets eine getrennte Behandlung erfahren.

Auch diese Baden-Badener Gesteine waren lange Zeit als Gneise und Glimmerschiefer charakterisiert worden. Erst im Jahre 1861 wies SANDBERGER auf die Hornfelsnatur einzelner Schichten hin und deutete diese Felsarten als „sehr metamorphosierte Schichtenfolge von Schiefern der Übergangsformation, welche von der kleinen Talmulde hinter der Trinkhalle an zuerst unter dem Granite hervortritt“. Nach KNOP (Übersicht der geol. Verhältnisse der Umgebung von Baden-Baden, 1879) erscheint das Übergangsgebirge bei Baden in Form einer Kontaktzone mit allen Eigenschaften des Hornsteins und Adinol-schiefers.

Die Deutung als kontaktmetamorphe Sedimente wurde neuerdings von H. J. KLOOS (Die ältesten Sedimente des nördlichen Schwarzwaldes und die in denselben eingelagerten Eruptivgesteine, 1888) wiederum angezweifelt und SANDBERGERs „Hornfels“ als „Hälleflinta“ dargestellt. „Vom echten Hornfels“, sagt er, „d. h. von den, aus den Kontaktzonen des Granitmassivs des Harzes, der Vogesen etc. durch Einwirkung des Eruptivgesteins entstandenen, kieselsäurereichen Gesteinen“ unterscheidet „sich das unsrige durch das Fehlen der bezeichnenden Mineralien als brauner, dunkler Biotit, Andalusit und Granat sowie durch den hohen Feldspatgehalt. Dagegen stimmen Zusammensetzung und Struktur sowie die sonstigen physikalischen Eigenschaften sehr gut mit den dunkeln,

dichten Gneisen oder Hälleflinten, was auch mit den chemischen Verhältnissen in Einklang steht“.

A. a. O. heißt es ferner, „da nun auch in mineralogischer und struktureller Beziehung der Badener Hornfels zur Hälleflinta gehört, wird es rätlich sein, erstere Bezeichnung, welche zu Mißverständnissen Veranlassung gibt, fallen zu lassen“.

LEPSIUS (Geologie von Deutschland und den angrenzenden Gebieten, Bd I — 1889) hingegen ist der Ansicht, daß „eine typische Kontaktmetamorphose des Granits vorliegt, . . . die stärker ist als diejenige in der Schieferzone am Granit bei Barr und Andlau in den Vogesen“.

H. ECK führt a. a. O. S. 289 aus, „da Muskovit und Feldspate führende Granitkontaktgesteine bekanntlich anderweitig beobachtet worden sind, scheint . . . kein Grund mehr vorzuliegen, die Deutung der auf die Nachbarschaft des Badener Granitits beschränkten, oben erwähnten Gesteine als aus Schiefen und Quarziten entstandene Granitkontaktgesteine zu bezweifeln“.

Auf der westlichen Oostalseite war das Übergangsgebirge nur in einigen Weganschnitten der hinter dem Konversations-hause und der Trinkhalle ansteigenden, anfänglich südnördlich, dann nach scharfem Knie ostwestlich verlaufenden Fahrstraße erschlossen. Die dem Friesenberggranitit nächstgelegenen Schichten streichen an der Wegböschung des ostwestlich verlaufenden Teiles dieser Fahrstraße aus. Das Einfallen der Schichten geschah sehr steil. Die Streichrichtung entsprach N 78 Oc.

Petrographisch werden diese Schichten durch graue, sehr gut geschieferte, auf den Schieferungsflächen kleine, bis 1 cm große, „porphyrtartige“ Muskovitblätter führende Gesteine gebildet. Ein im Handstück parallel zu den Schieferungsflächen verlaufendes Quarztrum erscheint ebenfalls gequetscht und geschiefert. Der Muskovit ist der einzige im Handstück deutlich erkennbare Gemengteil. Seine Farbe variiert je nach dem Grad der Frische zwischen zinnweiß und messinggelb. Trotz seines prophyrtartigen Auftretens gehen ihm kristallographische Konturen durchweg ab, so daß die größeren auf den Schieferungsflächen angeordneten Blätter mehr den Eindruck machen, bei der Schieferung der Zerreibung entgangen zu sein. Seltene, quer zur Schieferung gelegene Blättchen lassen eine Einbiegung in die Ebene der Schieferung erkennen.

Mikroskopisch erweist sich das Gestein zusammengesetzt vor allem aus Quarz, dann Feldspat, Muskovit in Blättern und serizitischer Zerfaserung, Granat, Zirkon, Apatit und Erzflitter.

Die frühere kristalline Struktur ist durch tiefgehende Kataklase völlig verwischt. Quarz, dieser Druckmesser der Gesteine, ist zu einer feinkörnigen Masse zerdrückt, in der stengelig in die Länge gestreckte Körner die Parallelität dieser Lagen zur Schieferung beweisen. Größere Feldspatkristalle und zerdrückte und gekrümmte Muskovittafeln bilden dazwischen linsenartig zu umgehende Hindernisse. ¹⁷

Muskovit zeigt unregelmäßig wandernde Auslöschung. Er erscheint sehr stark gestaucht, ja verworfen und bisweilen in Fragmente zerrissen. Spindelförmig zerdrückte Blätter laufen in Serizitschnüren aus, die den Verlauf der Quarzlagen und Striemen noch deutlicher machen. Durchbrechungen von Quarzkörnchen und Interpositionen von Apatit und Zirkon wurden beobachtet.

Feldspat bildet in den quarzreichen Teilen langlinsenförmige bis bandartige Aggregate. In glimmerreichen Partien wird er in Einzelkristallen von den Quarz-Serizitlagen wellig umgangen. Was die Ausbildung des Feldspates anbelangt, so erscheint er sowohl einheitlich als auch zwillingslamelliert. Wenn er noch unzersetzt ist, wird er bei gekreuzten Nicols wasserklar durchsichtig. Sein Charakter erinnert ganz an die Ausbildungsweise der Hornfelsfeldspate, womit die rundliche Durchlöcherung mit Quarzpartikeln nach Hornfelsmanier übereinstimmt.

Granat in starklichtbrechenden, isotropen Körnern und Körneraggregaten mit randlicher Chloritisierung scheint sehr häufig zu sein. Die Art seines Auftretens, überhaupt die Beschaffenheit der Einzelgemengteile dieses Gesteins ist dieselbe wie die in den schieferigen granatführenden Hornfelsgesteinen aus dem Großen Walde bei Gaggenau und von Sulzbach, nur daß hier die Kataklase weit zerstörender gewirkt hat, und die Glimmerführung relativ geringer ist, während Quarz reicher zu sein scheint. Wenn wir dem Gestein einen Namen geben wollen, so müssen wir es als geschieferten, sehr stark kataklastischen granatführenden Muskovithornfels bezeichnen.

Graue, splitterig brechende Gesteine ohne makroskopisch erkennbare Glimmerführung unterbrechen in Bänken die Schichtenfolge des oben erwähnten glimmerreichen Hornfelschiefers. Im Handstück erscheint dieses Gestein massig, feinkörnig kristallin. U. d. M. zeigt der Dünnschliff eine überwiegend feldspatige Zusammensetzung. Mittelgroße Feldspate besitzen in der rundlichen Durchbrechung durch Quarzpartikeln das Strukturmal der Hornfelse. Quarz tritt als feinkörnige Zwischenklemmungsmasse zwischen den Feldspaten auf. In seiner

undulösen Auslöschung und stengeligen Zerdrückung kam der Gebirgsdruck hier zur Auslösung. Auffallenderweise ist in diesem Gestein fast kein Glimmermaterial vertreten außer in wenigen unscheinbaren Chloritschnürchen, die um Feldspate sich herumlegen. Akzessorisch ist Zirkon.

Nach Zusammensetzung und den in der Ausbildungsweise der Feldspate erhaltenen Strukturmerkmalen muß dies Gestein als „gepreßter Feldspathornfels“ betrachtet werden.

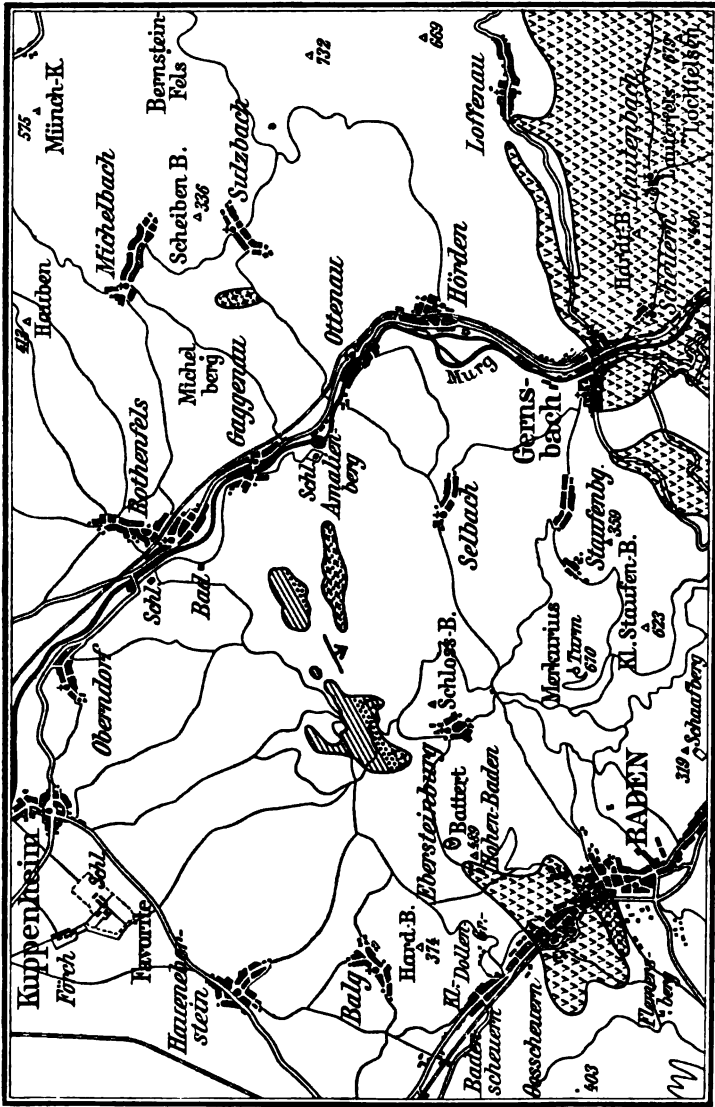
Hinter dem Mittelbau der Trinkhalle tritt uns an der Wegböschung des oben gekennzeichneten Weges ein grünes, körnig kristallines, wenig geschiefertes Gestein entgegen, das an zwei Stellen von roten Aplitapophysen durchsetzt ist. Der Dünnschliff durch das grüne, schieferige Gestein zeigt uns keine neuartigen Verhältnisse. In feinkörniger, völlig zerdrückter Quarzmasse liegen pseudoporphyrische Einsprenglinge von Feldspaten, die die mehrfach erwähnten Charakteristika der Hornfelsfeldspate besitzen. Rundliche Durchlochung durch Quarze ist recht häufig, auch hin und wieder rundliche Interpositionen von Glimmer, der in Chlorit übergeführt ist, ursprünglich aber Biotit gewesen sein dürfte. Der in einzelnen Blättchen und Striemen zwischen den Feldspaten zu erkennende Chlorit erinnert mitunter an die Verbandverhältnisse des Biotits in Hornfelsen. Opakes Erz und Zirkon sind auch hier akzessorisch beigemischt.

Was die Natur dieses Gesteines anbelangt, so kann kein Zweifel darüber bestehen, daß wir es mit einem durch Kataklase stark beeinflussten Hornfelse zu tun haben.

Jenseits der Oos begegnet uns zugängliches Übergangsgebirge nur am Sockel des katholischen Pfarrhauses. Die hier anstehenden Gesteine sind identisch mit dem geschieferten „granatführenden Muskovithornfels“, den wir westlich der Oos an der Fahrstraße nach dem Friesenberg erschlossen fanden.

Ist es uns auch nicht gelungen, für diesen Teil des Übergangsgebirges ein reichhaltigeres Profil aufzustellen, so zeigen doch die beschriebenen Gesteinsvorkommnisse dieser Gegend die Zugehörigkeit zu der Zone des hochkristallinen kontaktmetamorphem Übergangsgebirges.

Zum Schlusse sei noch erwähnt, daß die von WALCHNER (1829) und MARX (1835) angeführten „chistolithführenden Tonschiefer“ bei Scheuern im Oostal seither nicht wieder beobachtet wurden. Auch der Verfasser konnte nirgends Anstehendes von derartigen Gesteinen entdecken.



Maßstab - 1:100000.

 *Normale palaeoz. Schiefer.*  *Knoten- u. Hornschiefer.*

Granit.

Hornfelse.



Zusammenstellung der Resultate.

Die im „Großen Walde“ und am Fuße des Amalienberges bei Gaggenau sowie bei Sulzbach zutage tretenden schiefrigen, aber hochkristallinen Komplexe, welche von H. v. ECK u. a. als kristalline Schiefer vom Typus der Gneisglimmerschiefer und Glimmerschiefer beschrieben und als archaisch aufgefaßt wurden, sind als Teile des seither durch die Partien bei Baden-Baden, nordnordwestlich von Ebersteinburg und im Dreisbachtale bei Gaggenau repräsentierten Übergangsgebirges zu betrachten.

Im Bereich dieses bei Baden-Baden, Ebersteinburg, Gaggenau und Sulzbach zutage tretenden Übergangsgebirges hat eine sich in allen möglichen Übergängen bis zur höchsten Kristallinität steigernde Kontaktmetamorphose sich betätigt, die zweifellos von dem zwischen Baden-Baden und dem Murgtale sich erstreckenden Nordschwarzwälder Granitmassiv ausgegangen ist.

Je nach dem Grad der durch die Kontaktmetamorphose bedingten Veränderung der Gesteinsarten lassen sich drei schon äußerlich als zusammengehörig sich ergebende, in ihrem petrographischen Habitus jedoch verschiedene Typen unterscheiden:

1. Einmal gewöhnliche Grauwackentonschiefer und Tonschiefer mit konkordant dazwischen gelagerten Grünschiefern und dichten diabasartigen Gesteinen, Komplexe, die das vom Kontakt unbeeinflusste Gebirge repräsentieren.

In gleichartiger Lagerung mit diesen verbunden treffen wir:

2. Graue oder grünlichgraue typische Knotenschiefer, die mit dichten schwärzlichen Biotithornschiefern wechsellagern oder in solche übergehen. Epidotführende Biotithornschiefer, Muskovithornschiefer und Biotit-Turmalinhornschiefer sind hier zu nennen. Die diesem Typus 2 zugehörigen Gesteine setzen des Verfassers „äußere Zone des Kontakthofes“ zusammen.

3. Der dritte Typus ist durch hochkristalline Gesteine gegeben. Rötlichgraue und schwarze, z. T. durch Druck geschieferte oder massige granatführende Hornfelse, granat- und andalusit- (bzw. disthen- oder disthen- und andalusit-) führende Glimmerquarzhornfelse, hochkristalline Glimmer-Granatfleckenschiefer, Quarzhornfelse usw. sind die für die „innere Zone des Kontakthofes“ bezeichnenden Gesteine.

Die Deutung der Gesteine ist dadurch schwierig gemacht, daß sehr intensive dynamische Beeinflussungen stattgefunden haben. Es lassen sich zwei Druckperioden unterscheiden, und zwar eine frühere, präkontaktmetamorphe Pressung, die mit der Auffaltung des Übergangsgebirges zusammenfällt, und eine spätere, postkontaktmetamorphe Pressung, die hauptsächlich im Gebiet der hochkristallinen Gesteine zu erkennen ist und auch in Beeinflussungen der Granite sich bekundet.

Auf Rechnung der ersteren ist eine tiefgehende dynamometamorphe Umformung des Übergangsgebirges zu setzen, welche besonders in dem vom Kontakt unbeeinflussten Teile des Übergangsgebirges untersucht werden konnte und die Bildung von in der unteren Schindelklamm erschlossenen Diabasschiefern bedingte, die je nach dem Grade der dynamometamorphen Beeinflussung eine typische Mineralkombination aufweisen. Die verschiedenen Stadien der Druckmetamorphose des Diabases ließen sich charakterisieren durch die Führung von

- I. Uralit + Epidot.
- II. Aktinolith + Chlorit + Epidot
- III. Chlorit.

In Gesteinen der äußeren und inneren Zone des Kontakthofes ist diese dynamometamorphe Beeinflussung durch die später erfolgte Kontaktmetamorphose verwischt.

Der postkontaktmetamorphen Pressung verdanken die hochkristallinen Gesteine meistens nicht nur die fast allgemeine schiefrige Textur, sondern auch z. T. eine spezifische Beeinflussung der mineralischen Zusammensetzung. So wandelte sich der für kontaktmetamorphe Gesteine so typische Andalusit anscheinend unter dem Einfluß des Gebirgsdruckes in den bestandfähigeren Disthen um. Oft ließen sich noch inmitten büschelig aggregierter Disthenpartien Relikte von Andalusitkörnern erblicken.

Im Bereich des Übergangsgebirges wurden als Vertreter der Gangfolge des granito-dioritischen Magmas Pegmatit am Silberrücken bei Sulzbach, Granophyr im oberen Schindelbachtal und Kersantit aus den Haberäckern erkannt.

Aus der Gruppe der kontaktmetamorphen Diabase und Diabastuffe des oberen Eberbachtals und der Haberäcker sei ein Anthophyllitschiefer erwähnt.

Der petrographische Teil dieser Untersuchungen wurde im mineralogischen Institut der Kgl. Technischen Hochschule zu Stuttgart ausgeführt. Es ist mir eine angenehme Pflicht, auch an dieser Stelle meinem hochverehrten Lehrer, Herrn Prof. Dr. A. SAUER, meinen wärmsten Dank auszusprechen, sowohl für die mannigfachen Unterstützungen bei der Ausführung vorliegender Arbeit als auch für die reichen Anregungen, die mir während meines geologischen Studiums von seiner Seite zuteil wurden.

Literaturverzeichnis.

- H. ECK: Geognostische Beschreibung der Gegend von Baden-Baden, Rothenfels, Gernsbach und Herrenalb. Abb. geol. Landesanst. Berlin, N. F. H. VI. 1892.
- Geologische Spezialkarte des Königreichs Sachsen; unter der Leitung von H. CREDNER.
- Erläuterungen zu Blatt: Großenhain-Priestewitz, von H. VATER;
- - - Radeburg, von O. HERRMANN;
 - - - Königsbrück, von E. WEBER;
 - - - Kamenz, von E. WEBER;
 - - - Meißen, von A. SAUER;
 - - - Radeberg, von E. WEBER;
 - - - Pulsnitz, von O. HERRMANN;
 - - - Pirna, Berggießhübel, von R. BECK;
 - - - Falkenstein, von M. SCHRÖDER, Kirchberg, von K. DALMER;
 - - - Schneeberg, von K. DALMER, Ölsnitz, von E. WEISE und M. SCHRÖDER.
- GRUBENMANN: Die kristallinen Schiefer. Bd I. 1904.
- J. H. KLOOS: Die ältesten Sedimente des nördlichen Schwarzwaldes und die denselben eingelagerten Eruptivgesteine. 1888.
- KNOP: Übersicht der geologischen Verhältnisse der Umgebung von Baden-Baden. 1879.
- LEPSIUS: Die oberrheinische Tiefebene und ihr Randgebirge. Forschungen zur deutschen Landes- u. Volkskunde, Bd I. 1886.
- Geologie von Deutschland und den angrenzenden Gebieten. Bd I. 1889.
- L. MILCH: Die Diabasschiefer des Taunus. Dissertation. 1889.
- PLATZ: Geologische Beschreibung der Umgebungen von Forbach und Ettlingen. 1873.

- H. ROSENBUSCH: Die Steiger Schiefer und ihre Kontaktbildungen durch den Granitit von Barr, Andlau und Hohwald in den Vogesen. 1877.
 — Physiographie der Mineralien u. Gesteine. I. 3. Auflage. 1892.
 — Physiographie der Mineralien u. Gesteine. II. 3. Auflage. 1896.
 — Elemente der Gesteinslehre. 2. Auflage. 1901.
 FR. A. SANDBERGER: Geognostische Beschreibung der Gegend von Baden. 1860.
 FR. A. WALCHNER: Handbuch der gesamten Mineralogie in technischer Beziehung etc. Abt. I. Oryktognosie. 1829.
 E. WEBER: Studien über Schwarzwälder Gneise. (Mineralog. u. petrogr. Mitteilungen, herausgegeben von G. TSCHERMAK, N.F. Bd VI. 1884.)

Manuskript eingegangen im Juni 1906]

8. Das Diluvium an der Ems und in Ostfriesland.

Kritische Bemerkungen zu BIELEFELDS Geest Ostfrieslands.¹⁾

Von Herrn F. SCHUCHT und Herrn O. TIETZE in Berlin.

J. MARTIN hat in einer Reihe kleiner Schriftchen, die im Laufe der Jahre 1892 bis 1906 erschienen sind, die Diluvialgeologie des Emsgebietes und der benachbarten Länder behandelt nach einem Verfahren, das von Geologen, die sich vorwiegend mit den Aufnahmen diluvialer Landschaften zu beschäftigen haben, wenig gebilligt werden konnte. Jeder Flachlandgeologe weiß, wie gewagt es ist, auf die bloße, durch die Karten gegebene topographische Grundlage und die wenigen durch Ziegeleien oder Sandgräbereien zufällig gegebenen oder auch da und dort künstlich geschaffenen Aufschlüsse hin weitgehende Schlüsse über den inneren Aufbau eines Diluvialgebietes zu ziehen. Vorwiegend auf Grund seines Studiums einschlägiger Werke konstruierte MARTIN ein Schema der diluvialen Schichtenfolge und ein System der diluvialen Oberflächengebilde. In dieses System und jenes Schema ordnete er alles ein, was er auf seinen Streifzügen durch das Land zu sehen bekam. Jenes Schema lautet:

Spätfluviatil
Späthvitäglazial
Inglazial
Subglazial
Frühvitäglazial
Frühfluviatil.

Das System der diluvialen Höhengliederung ist dies: Alle diluvialen Höhen sind zweierlei Art: solche, die dem Eisrand ungefähr parallel gehen, und solche, die mehr oder minder senkrecht dazu stehen. Da die ehemalige Lage des Eisrandes in dem in Rede stehenden Gebiete sich bis jetzt an keiner Stelle mit Sicherheit hat nachweisen lassen, so ist es mit Anwendung dieses Systems leicht, je nach Belieben die Höhen so oder so

¹⁾ R. BIELEFELD: Die Geest Ostfrieslands. Forsch. z. deutsch. Landes- u. Volkskunde XVI, 4. Stuttgart 1906.

zu deuten, bald als Endmoränen, bald als Äsar; ein drittes existiert für MARTIN nicht. Das Resultat seiner Arbeiten in dieser Richtung hat er uns überliefert in einem kleinen Kärtchen, das die von ihm nachgewiesenen Endmoränen und Äsar Hollands und des Emsgebietes darstellt. Wenn wir auch nicht leugnen wollen, daß vielleicht einmal zutreffen kann, daß das eine oder andere der von ihm entdeckten Diluvialgebilde als das gedeutet werden muß, als was MARTIN es auffaßt, so können wir doch jetzt schon für das von uns aufgenommene Gebiet erklären, daß seine Annahmen hier nicht zutreffen. Neuerdings hat MARTIN einen Anhänger, Dr. R. BIELEFELD, gefunden, mit dessen neuestem Werke wir uns im folgenden befassen wollen. Es ist „Die Geest Ostfrieslands von Dr. R. BIELEFELD, eine geologisch-geographische Studie“.

BIELEFELD hat das Diluvialsystem MARTINS mitsamt seiner originellen Nomenklatur übernommen und es auf Ostfriesland angewandt, wobei er auch das mittlere Emsgebiet mit in den Kreis seiner Betrachtungen zieht. Und wie MARTIN mit Vorliebe zum Vergleich für die von ihm in der Landschaft gesehenen Diluvialformen solche aus fernen Ländern heranzieht, so auch BIELEFELD, ohne zu berücksichtigen, daß das Eis in Grönland, Schweden, dem baltischen Rußland oder Island (es sind dies die von ihm zum Vergleich mit dem friesischen Diluvium mit Besonderheit gewählten Gegenden) bei anderem Untergrund und anderen Daseinsbedingungen wesentlich andere Formen schaffen mußte als in dem so ganz anders gestalteten Gebiet des unteren Emslaufes. Vor allem hätte BIELEFELD sich einmal die diluvialen Formen im übrigen norddeutschen Flachlande ansehen sollen. Die Ergebnisse der seit 30 Jahren dort von den Beamten der preußischen geologischen Landesanstalt ausgeführten Aufnahmen werden nie von ihm erwähnt. Hätte er sich in diesem durch vorzügliche Karten und Erläuterungen jedem Interessenten bequem zugänglich gemachten Gebiet umgesehen, so hätte er weniger kühne Schlüsse gezogen, wäre in seinen Behauptungen vorsichtiger gewesen. Es ist uns, da wir in den sowohl von MARTIN wie von BIELEFELD begangenen Fehler nicht verfallen wollen, nicht möglich, alles richtig zu stellen, was in BIELEFELDS Arbeit an gewagten Behauptungen aufgestellt ist, sondern wir werden nur jeder für das von ihm spezieller untersuchte Gebiet eintreten, wo wir uns zum Teil auf die Resultate einer beinahe sechsjährigen Aufnahmetätigkeit stützen können. Es wird sich daher zunächst F. SCHUCHT, der Einteilung des Buches entsprechend, bezüglich der Geest Ostfrieslands mit der Arbeit des Herrn BIELEFELD beschäftigen,

während in einem weiteren Abschnitt BIELEFELDS Anschauungen über die Hydrographie der mittleren Ems von O. TIETZE, dessen Arbeitsgebiet sich vorzugsweise dort befindet, berichtigt werden sollen.

I. Das ostfriesische Diluvium.

Von F. SCHUCHT.

BIELEFELD hält das ostfriesische Pleistocän für eine „Transgression auf dem Miocän“. Er stützt sich hierbei auf die im Jahre 1904 beim Bahnhof Aurich ausgeführte Bohrung, welche bei 81,2 m Tiefe „Braunkohle“ angetroffen habe. BIELEFELD hat die im Emdener Museum aufbewahrten Bohrproben des Auricher Profils offenbar nicht selbst untersucht, sich vielmehr nur auf die S. 304 veröffentlichte Bohrtabelle des Betriebsingenieurs SCHACKMANN gestützt, welche bei 81,2—85,0 m „Braunkohle“ angibt. Hätte BIELEFELD als der berufene „geologische Experte“ die Auricher Bohrproben, die ihm doch zur Verfügung standen, selbst untersucht und sich nicht auf die Angaben eines Laien gestützt, würde er sich zu verfehlten Schlußfolgerungen vielleicht nicht haben verleiten lassen.

Die Bohrproben der Auricher Bohrung befinden sich auch im Bohrchiv der Königlichen Geologischen Landesanstalt und sind s. Zt. von Herrn Dr. W. WOLFF untersucht worden. Das von ihm aufgestellte Schichtenverzeichnis²⁾ möge hier mitgeteilt werden, da dieses Profil eine wesentlich abweichende Schichtenfolge aufweist und in mehrfacher Hinsicht die Angaben BIELEFELDS richtig stellt:

- 0,0— 1,9 m = Grauer, mittelfeiner Sand, kalkfrei.
- 1,9— 6,0 - = Grünlichgrauer Geschiebemergel, sehr kalkhaltig.
- 6,0—10,5 - = Grauer, sehr kalkhaltiger Geschiebemergel mit Kreidebrocken.
- 10,5—59,0 - = Graue Feinsande, Mergelsande und Tonmergel (glimmerhaltig) in Wechselagerung.
- 59,0—67,0 - = Grauer Tonmergel³⁾, sehr sandig und mit Steinchen.

²⁾ Eine erneut ausgeführte Untersuchung der Bohrproben stimmt mit den Angaben W. WOLFFS völlig überein.

³⁾ Die Bohrprobe aus 62—67 m Tiefe war nur klein und unrein und deshalb von Herrn WOLFF anfänglich für Geschiebemergel gehalten worden (siehe diese Zeitschrift 1905, S. 399).

- 67,0—68,0 m = Grauer, schwachtoniger, kalkreicher Sand mit wenig Kies, nordisch.
 68,0—80,0 - = Graue, feldspatarme, kalkfreie Sande, bei 74—76 m fein, bei 72—74 m schwach kiesig, sonst mittelkörnig (enthält Quarze, Feuerstein, Phosphorit).
 80,0—81,0 - = Kalkfreier, grauer, kiesiger Sand mit mehr nordischem Material (1 Rhombenporphyr).
 81,0—81,2 - = Kalkhaltiger grauer Sand, schwach kiesig, mit Lignit. Bei 81,0 m „Baumstamm“.
 81,2—85,0 - = Kalkfreier, schwarzer humoser Sand.

Die im Emdener Museum aufbewahrte, von der Naturforsch. Gesellschaft mir freundlichst zur Untersuchung eingesandte Probenserie derselben Auricher Bohrung stimmt im großen ganzen mit dem von WOLFF aufgestellten Schichtenverzeichnisse überein. Sie gibt jedoch über die hier besonders in Frage kommende Probe aus 81,2—85,0 m Tiefe insofern abweichenden Aufschluß, als die braunen bzw. schwarzen Sande hier Braunkohleteilchen führen. Da solche Sande, welche Braunkohle an sekundärer Lagerstätte — und zwar oft in sehr großer Menge — führen, in jener Gegend sehr häufig sind, liegt es sehr nahe, auch das Auricher Vorkommen zu denselben zu rechnen. An Wahrscheinlichkeit gewinnt diese Annahme dadurch, daß bei einer zweiten in Aurich bis 80 m Tiefe niedergebrachten Bohrung Braunkohleteilchen in zweifellos diluvialen Mergelsanden bereits bei 39 m Tiefe angetroffen worden sind.

Wie im mittleren Emsgebiete bei unseren geologischen Aufnahmearbeiten festgestellt wurde, ruht dort das glaziale Diluvium auf einer sehr mächtigen Schichtenreihe von Sanden und Kiesen, welche vorläufig als „präglazial“ (d. h. älter als das glaziale Diluvium und jünger als Miocän) bezeichnet wurden. Gleiche Lagerungsverhältnisse finden sich in einer Reihe von Bohrungen Osfrieslands, so daß auch für die Auricher Bohrung mit großer Wahrscheinlichkeit anzunehmen ist, daß die Braunkohleteilchen führenden Quarzsande von 81 m ab diesem „Präglazial“ angehören. Jedenfalls liegt kein Anlaß vor, diese Bildung ohne weiteres dem Miocän zuzuweisen.

In der Gliederung des Diluviums schließt sich BIELEFELD ganz und gar J. MARTIN an. Für das älteste Glied hält er die meist sehr mächtigen, im feuchten Zustande blauschwarzen Tonmergel (Schmink), welche bekanntlich in Oldenburg, Ostfriesland und den Niederlanden sehr verbreitet sind. Eine

genaue Untersuchung des Auricher Profils hätte BIELEFELD jedoch lehren müssen, daß diese Tonmergel noch von zweifellos diluvialen Sanden unterlagert werden, und daß demnach diese als das älteste Glied angesprochen werden müssen.

Ob die Tonmergel mit dem sie überlagernden Geschiebe-glazial ein und derselben Vereisung angehören, ist übrigens nicht so „unbedingt sicher“, wie BIELEFELD S. 315 meint.

Die Grundmoräne bildet im östlichen Ostfriesland keineswegs als Geschiebelehm eine „fast ununterbrochene Decke“, wie BIELEFELD⁴⁾ annimmt (S. 306); der Lehm tritt gerade im Gegenteil meist in unterbrochener Decke auf und bildet oft nur linsenförmige Einlagerungen im Sande. Ich verweise BIELEFELD auf die geologische Karte „Blatt Jever“, wo der Geschiebelehm nur wenig ausgedehnte, zusammenhangslose Schichten bildet.

Die normale Mächtigkeit des Geschiebelehms beträgt nach BIELEFELD in der Auricher Gegend 1,0—1,3 m (S. 304); größere Mächtigkeiten hält er für ausgeschlossen. Wie aber das oben wiedergegebene Bohrprofil erkennen läßt, ist bei Aurich ein 8,6 m mächtiger Geschiebemergel erbohrt worden. Bei der bereits erwähnten zweiten Auricher Tiefbohrung ist der Geschiebemergel 8,7 m mächtig.

Wie J. MARTIN, so legt auch BIELEFELD viel zu großen Wert auf die Form der Geschiebe, ob geschrammt und geschliffen oder gerollt. Gewiß sind die ersteren Geschiebe für die Grundmoräne charakteristisch und deutet die Geröllform auf Transport durch Schmelzwässer. Aber wenn man erwägt, daß das Eis auch Geschiebe der Grundmoräne wieder in sich aufnehmen und dann der Innenmoräne einverleiben kann, und umgekehrt, und daß die Geschiebe, welche die Innenmoräne auf dem Subglazial ablagert, sehr häufig keinen langen Transport durch Schmelzwässer erfahren zu haben brauchen und somit einer Abrollung wenig oder gar nicht ausgesetzt waren, und daß anderseits das Material der Grundmoräne bei Aufbereitung durch Schmelzwässer unter Umständen abgerollte Formen annehmen kann, so liegt es auf der Hand, daß bei sandigen und kiesigen Bildungen die Frage, ob sie in- oder subglazialer Entstehung sind, auf Grund der Geschiebeform nicht immer zu beantworten ist. Südöstlich Ardorf (Blatt Wittmund) treten z. B. oberflächlich in größerer Fläche Geschiebedecksande auf, welche mit den in der Friedeburger Gegend

⁴⁾ BIELEFELD bezieht die bekannte Beschreibung von Plinius, Hist. nat., l. XVI, cap. 1: „captumque manibus etc.“ auf die Ziegelbereitung.

von BIELEFELD als inglazial bezeichneten einem und demselben Horizonte angehören. Unter diesen Geschieben⁵⁾ fand ich eine große Anzahl typischer geschrammter und geschliffener Geschiebe.

Das Inglazial soll nach BIELEFELD in deckenförmiger Lagerung und in Hügel- und Wallform auftreten. Ich will auf diese Gebilde nur kurz eingehen, bis ich Gelegenheit gehabt habe, die beschriebenen Aufschlüsse Ostfrieslands selbst kennen zu lernen. Der von BIELEFELD als inglazial gedeutete Kies bei Hohehahn im Wittmunder Walde ist als aufbereitete Grundmoräne anzusehen, da er mit dem in nächster Nähe auftretenden Geschiebelehm in genetischem Zusammenhange steht.

Was den orographischen Teil der Arbeit BIELEFELDS anbelangt, so möchte ich zunächst der Behauptung, daß die nur bescheidene orographische Ausprägung der Endmoränen, Äsar und glazialen Stromtäler eine absolute Folge ihrer exponierten Lage in Hinblick auf das ganze Vereisungsgebiet sei, entgegen treten, indem ich darauf hinweise, daß in dem doch noch weit mehr exponierten Gebiet des niederländischen Diluviums charakteristische Geländeformen geschaffen wurden, z. B. bei Amersfoort und auf der Veluwe.

Sehr bescheiden sind denn auch die Anforderungen, welche BIELEFELD an eine Endmoräne stellt, indem er den unbedeutenden Geestrücken von Tergast als eine solche bezeichnet. Wie nämlich die Topographie des Meßtischblattes Neermoor erkennen läßt, ist dieser aus Alluvionen inselartig hervortretende, ziemlich O—W streichende Rücken 1200 m lang, 450 m breit und 6,1 m über NN gelegen, also, wie auch BIELEFELDS Abbildung (Taf. 3) zeigt, ein äußerst flacher, breiter Rücken, nicht aber ein „Wall“. Da „die konkordante Schichtung in Bänken mit Sonderung nach der Korngröße, die unter sich diskordant gelagert sind, und das Auftreten von Geschieben in Form von Gerölln beweist, daß der Rücken aus dem Material der Innenmoräne vom Wasser aufgeschüttet wurde“, konnte es sich für BIELEFELD nur darum handeln, ob hier ein „Gerölläs“ oder eine „Endmoräne“ vorliegt. Und als Beweis dafür, daß es eine Endmoräne sei, dienen ihm die „Tatsachen“, daß an der Nordseite des Rückens Geschiebelehm auftritt, daß Pressungserscheinungen in der Grundmoräne vorliegen und daß vor dem Rücken und parallel mit ihm ein glaziales Stromtal, nämlich

⁵⁾ Hier sei bemerkt, daß BIELEFELD die Ureinwohner des Landes, welche die Geschiebe zum Bau ihrer Stein- und Hügelgräber benutzten, als „Prähistoriker“ bezeichnet (S. 317).

das der Ems—Leda—Jümme, verläuft. Ferner fand BIELEFELD „unverkennbare Reste“ eines Sandrs auf dem linken Emsufer in der Gegend von Weener.

Geschiebelehm liegt nun aber — und zwar durch weite Alluvionen getrennt — sowohl vor wie hinter dem Geestrücken; kleinere Pressungserscheinungen habe ich im Hümmling an mehreren Stellen beobachtet, wo ebenfalls keine Endmoräne vorlag; das große, weitverzweigte Urstromtal der Ems—Leda, welches übrigens nicht so einfach verläuft, wie BIELEFELDS Skizze angibt, setzt das Vorhandensein einer Endmoräne nicht voraus, und was endlich die als „Sandr“ aufgefaßten Decksande des Rheiderlandes anbelangt, so spricht nichts dagegen, sie dem „Späthvitäglazial“ BIELEFELDS zuzurechnen.

Wie J. MARTIN an die Höhen von Wesuwe, welche auch keine Endmoräne darstellen, einen weitausholenden Eissaum konstruiert, so zieht auch BIELEFELD eine Eisrandlage, so gut das eben nach seinen „sarn“ und „Stromtälern“ möglich ist, um so den Tergaster Rücken wenigstens als Rest eines Endmoränenzuges erscheinen zu lassen.

Von einer Endmoräne verlangt man doch aber in erster Linie, wenn andere Beweise fehlen, daß sie orographisch einen mehr oder weniger großen Teil der einstmaligen Stillstandslage des Eises kennzeichnet, sei es in zusammenhängenden oder unterbrochenen Hügelreihen. Der Tergaster Rücken steht aber völlig isoliert da und hat auch weder Grundmoränenlandschaft noch Sande.

BIELEFELD legt der Tergaster „Endmoräne“ eine solche für das weitere Gebiet maßgebende Bedeutung bei, daß er selbst ein „Vorland“ und ein „Binnenland“ unterscheidet. Zum Vorland gehört das Rheiderland und Overledingen. Die rheiderländischen Höhen sind sämtlich N—S orientiert, und da sie mit Geschiebelehm bedeckt sind, werden sie als „Geschiebeasar“ bezeichnet. Da nun aber der Tergaster Rücken „zweifellos“ eine Endmoräne ist, müssen die N—S streichenden Höhen des Rheiderlands „Äsar“ sein, zumal der gleichsinnige Verlauf der Rücken und der Hümmlingsäsar (?) den Beweis dafür bringen, daß diese Höhen keine „Geschiebeendmoräne“, sondern „Geschiebeasar“ seien. Man sieht, die Höhenzüge können orientiert sein, wie sie wollen, eine Erklärung ist nach der MARTIN'schen Auffassung immer möglich.

Da der Tergaster Rücken und die genannten Geschiebeasar zu der von BIELEFELD angenommenen Bewegungsrichtung des Inlandeises einen ungefähren Winkel von 45° bilden, könnte BIELEFELD mit demselben Recht ersteren für

einen „Gerölläs“, letztere für gestaffelte „Geschiebeendmoränen“ ansprechen.

Der „Gerölläs“ von Steenfelde in Overledingen, der übrigens nicht, wie BIELEFELD angibt, von N—S, sondern NO—SW streicht (s. Meßtischblatt Weener), ist ein nur 5 m hoher flacher Geesthügel; ein Äs ist auch er nicht.

Außer Endmoräne und Äsar hat Ostfriesland auch seine „Durchragungszüge“, nämlich den Rücken von Heisfelde bei Leer und den Kiesrücken von Middels östlich Aurich. Die Beschreibungen, welche BIELEFELD von den Aufschlüssen gibt, lassen mir die Deutung dieser Höhen als Durchragungen sehr fraglich erscheinen. Wenn das Karbonplateau bei Ibbenbüren, ca. 100 km weiter südlich, mit Höhen bis 170 über NN jetzt noch mit einer ausgedehnten mächtigen Grundmoräne bedeckt ist, so will es mir unwahrscheinlich dünken, daß die „sanften“ Rücken Ostfrieslands einer solchen Decke entbehrt haben und nur „an den Flanken“ von ihr eingehüllt worden sein sollten. Ich will mit meiner Kritik jedoch so lange zurückhalten, bis ich die beschriebenen Aufschlüsse aus eigener Anschauung kennen gelernt habe.

Der 3 km lange und 1 km breite „Durchragungszug“ von Middels streicht nach BIELEFELD anfangs NO—SW, um bei der Middelser Kirche um 10° nach S abzuweichen. Diese unbedeutende Änderung der Streichungsrichtung genügt aber BIELEFELD, um daraus „ein langsames Anwachsen des hier vorspringenden Lobus in südlicher Richtung“ abzuleiten.

Aus dem „Binnenlande“ der Tergaster Endmoräne berichtet BIELEFELD, daß dort Decksand über Grundmoräne lagere, und es ihm nicht gelungen sei, irgendwo die Innenmoräne auch nur in der „Verschleierung“ nachzuweisen. „Man gewinnt den Eindruck, als wenn das Eis mit der Aufschüttung der Tergaster Endmoräne sich seines ganzen Inhalts an Geröllglazial entledigt hätte, weshalb in der Ablagerung des Inglazials notwendig eine Unterbrechung eintreten mußte.“ Die „verschleierte Innenmoräne“ (übrigens ein von BIELEFELD eingeführter Begriff) fehlt aber nicht nur im Binnenlande der Endmoräne, sondern auch an vielen anderen Stellen der ostfriesischen Geest, selbst im Vorlande. Und weiter: weshalb soll das Eis, nachdem es stationär gewesen ist, beim darauffolgenden Rückzuge kein Inglazial mehr besitzen und ablagern? Es ist mir nicht recht verständlich geworden, wie BIELEFELD sich diese Abschmelzprozesse vorstellt.

Der orographische Charakter dieses „interessanten Endmoränenbinnenlandes“ äußert sich nach BIELEFELD in der

geradezu „vollkommenen Ebenheit“ des ganzen Landstriches. Es ist dies aber, wie schon aus der Topographie der Meßtischblätter hervorgeht, in dem Charakter der hier vorherrschenden Marsch- und Mooralluvionen begründet. Diese Alluvionen haben eine Reihe kleiner Seen, wie sie im Alluvium des nordwestlichen Flachlandes als noch nicht vertorfte Reste größerer Wasserflächen in großer Anzahl vorkommen. Nach BIELEFELD sind dies Grundmoränenseen, welche bereits beim Vorücken des Eises vorgebildet wurden! Ich brauche dem wohl nichts hinzuzufügen.

BIELEFELD erwähnt noch „Gerölläsar“ aus der Friedeburger Gegend (S. 349). Diese sind ihm ein Hinweis für die Möglichkeit, daß das Eis beim weiteren Zurückweichen aus dieser Gegend wiederum eine Periode des Stillstandes vorbereitete. „Daher ist es im gewissen Grade wahrscheinlich, daß dort, wo jetzt die Wogen des Jadebusens rollen, einst eine Endmoräne lag.“ Die Gerölläsar der Friedeburger Gegend wären demnach, wie auch die rheiderländischen, im Vorlande einer Endmoräne gelegen. BIELEFELD muß hier wohl die Beziehung zwischen Endmoräne und Äsar verwechselt haben, da doch die Äsar im allgemeinen für das Binnenland einer Endmoräne charakteristisch sind.

Auf eine Reihe weiterer Fragen werde ich erst dann näher eingehen können, wenn die geologische Aufnahme Ostfrieslands weitere Fortschritte gemacht hat.

II. Die Hydrographie des mittleren Emslaufes.

Von O. TIETZE.

BIELEFELD hat die bestimmte Idee, daß die Ems in altalluvialer Zeit in die Vechte und mit dieser nach Westen ins Meer geflossen sei. Er sucht bei der von MARTIN konstruierten „Pseudoendmoräne“ von Emsbüren nach einem Paß und findet ihn bei Elbergen (S. 355). Die „untrüglichen“ Zeichen für eine Verbindung der Ems mit der Vechte sieht er gegenüber der Aamündung in der Elberger Heide. Das Blatt Lohne, auf dem das in Rede stehende Gebiet enthalten ist, liegt fertig kartiert vor, und ich möchte mit wenigen Worten die geologischen Verhältnisse desselben schildern.

Das Blatt Lohne ist ein Ausschnitt aus einem großen Talsandgebiet, das in fußähnlicher Gestalt bei zum Teil ganz außerordentlicher Breite von Rheine bis zu den Marschen verfolgt wurde. Es ist tischeben mit regelmäßiger schwacher

Neigung nach NNW. Am Südrand des Blattes liegt es in 30 m, am Nordrand in 25 m Meereshöhe. Ein Stück des alten Uferandes reicht auf die NO-Ecke des Blattes, von Haneckenfähr an nordwärts, herüber. Aus dem Tal ragen ältere Schichten inselförmig empor, und zwar am Nordrand die Lohner Berge, am Südrand die Emsbürener Berge. Jene bilden einen nord-südlich streichenden Höhenzug von etwa 3 km Länge auf Blatt Lohne, die Emsbürener Berge reichen mit gleichfalls 3 km Länge bei nordwestlichem Streichen von S her auf unser Blatt herüber. Zwischen beiden Höhenzügen bleibt ein Raum von 3—4 km übrig. Ich will nicht bestreiten, daß einmal durch diese Lücke Wasser von O nach W geflossen sein mögen, aber ich bestreite, daß in diesem Paß sich irgend welche Anzeichen solcher Ströme, wie sie BIELEFELD auf seinem Kärtchen darstellt, erhalten haben. Denn der zwischen Leschede und Bernte gelegene „ältere Hauptverbindungsarm“ ist nirgends vorhanden. Das erwähnte tote Tal, in dem noch ein Wässerchen rinnt, und dessen Richtung W 15° S betragen soll, würde unfehlbar auf die Emsbürener Höhen hinaufführen und nicht um deren wesentlich nördlicher gelegene Nordspitze herum. Das ganz flache Moor an der Nordspitze der Emsbürener Berge ist mit Übergangs- bzw. diesem nahe stehenden Niederungstorf erfüllt gewesen, jetzt aber zum größten Teil ausgetorft und daher zur Regenzeit flach mit Wasser bedeckt. Die Mulde, in der es liegt, ist nichts weiter als ein Produkt „äolischer Ausräumung“, denn der Sand, welcher aus der mit Torf bzw. jetzt mit Wasser gefüllten Mulde geweht wurde, liegt noch nordöstlich von ihr in Form einer typischen Dünenregion um die bekannten drei Schafställe herum. Die gleiche Erklärung gilt für die „mageren Wiesen in der Engdener Wüste“.

Warum sollte aber die Ems diesen Weg verfolgt haben? Weil die von O kommende Aa (S. 356), ein kleines Wässerchen, welches das nördliche Vorland des Ibbenbürener Plateaus entwässert, eine weit größere Stoßkraft als die mit geringerem Gefälle ausgestattete Ems entwickelt, und letztere daher in die genannte Richtung abgelenkt haben soll. Woher weiß BIELEFELD, daß die Aa in altalluvialer Zeit größere Stoßkraft als die Ems besaß? Zieht er diesen Schluß aus dem Fund alter Terrassen? Offenbar nicht, sonst hätte er nicht versäumt, dies anzuführen. Er schließt vielmehr aus den jetzigen Gefällverhältnissen auf die Stoßkraft der beiden Wasser zu altalluvialer Zeit, und, was damals galt, müßte eigentlich denn auch jetzt noch gelten. Aber das Entwässerungsgebiet der Aa ist so klein, im Verhältnis zu dem der Ems, und ihr Gefälle so wenig von

dem der Ems verschieden, daß die Aa nicht einmal imstande ist, die Ems vom Haneckenfährer Steilufer abzdrrängen.

Der „ältere Nebenarm“ zwischen Bernte und Elbergen (S. 356) ist nirgends zu sehen.

Der „jüngere Hauptarm“ (S. 356), dessen Fortsetzung BIELEFELD in einem kleinen Tälchen gegenüber Elbergen sieht, hat nach seinen eigenen Angaben eine Breite von 110 und an anderer Stelle von 85 m. Durch diese Gräben sollen die vereinigten Wasser der Ems und Aa geflossen sein. Dieser Hauptarm soll sich weiter nach W hin in 6 Arme teilen, von denen drei BIELEFELD selbst in der Heide sofort verloren gehen. Der nördlichste soll aber im Elberger Moor verschwinden. Nach BIELEFELD ist die Bezeichnung Moor für dieses Gebiet ganz unberechtigt, „da es mit Heide bewachsene Flugsandanhäufungen“ seien (S. 356). In Wirklichkeit besitzt dies Moor, das von Dr. TORNAU 1902 kartiert wurde, jetzt noch eine Ausdehnung von mehr als 1 qkm und ist mit Hochmoor-, Übergangs- und Niederrungstorf bedeckt. Eine durch dasselbe von N nach S gelegte Profilinie gab in Abständen von 400 m folgende Zahlen:

$\frac{\text{Torf 10 dm}}{\text{Sand}}$,	$\frac{\text{Torf 8 dm}}{\text{Sand}}$,	$\frac{\text{Torf 12 dm}}{\text{Sand}}$,
$\frac{\text{Torf 11 dm}}{\text{Sand}}$	und	$\frac{\text{Torf 6 dm}}{\text{Sand}}$.	.	.

BIELEFELD scheint sich in dieser „ödesten aller Heidestrecken“ verirrt gehabt zu haben, oder er hat das Moor an einer anderen Stelle gesucht. Jedenfalls wirft diese Feststellung ein sonderbares Licht auf seine Ausstellungen in der Fußnote 1 auf S. 389.

Der Verlauf des S. 357 beschriebenen „jüngeren Nebenarmes“ ist nach BIELEFELD als Rinne in den Emsalluvionen „deutlich erkennbar“. Diese Alluvionen, das alte Inundationsgebiet BIELEFELDS, sind bei Haneckenfähr knapp 600 m breit. Sie liegen in einem 5 m tieferen Niveau als die diluviale Tal-sandebene, in der BIELEFELD die Fortsetzung der unten in den Alluvionen beobachteten Rinne findet. Dieser jüngere Nebenarm kreuzte also zuerst unten das rezente Alluvialbett der Ems und floß nachher in einem 5 m höheren Niveau weiter. Leider ist die Fortsetzung dieses höher gelegenen Tales wieder durch Dünen überschüttet, und zwar gleich „mehrere Kilometer“ weit. Die nach etwa 4 km wieder auftauchende Serpentine dieses Nebenarmes ist ein Rüllentälchen, durch das die Abwässerung des ehemals bedeutend umfangreicheren Elberger Moores erfolgte.

Dieses Tälchen wendet sich freilich nicht nach S, sondern dem natürlichen Gefälle der Talsande entsprechend nach NW, wo es sich noch weithin über den Ems—Vechte-Kanal hinaus durch den in seiner flachen Rinne liegenden Niederungstorf mit Raseneisenerz verfolgen läßt.

Alle diese von BIELEFELD beobachteten Arme vereinigen sich „2 km östlich von der Grenze des Kreises Lingen“. Es ist dies eine etwas vieldeutige Ortsbezeichnung, und es ist mir daher nicht möglich den Ort zu kontrollieren. Es ist mir ebenso nicht mit Sicherheit zu behaupten möglich, ob BIELEFELD mit dem 5 km weit verfolgbaren, W 20° S gerichteten jüngeren Hauptarm die Moorfläche meint, die sich in derselben Richtung am Nordrand des Genossenschaftswaldes in der Engdener Wüste hinzieht. Es ist das Heseper Moor, jetzt zum größten Teile ausgetorft und, da für Abwässerung nichts getan wird, zur Regenzeit in den tieferen Stellen überschwemmt. Aber das trifft nicht auf die spätere Angabe zu, daß das Nordufer des „Flußbettes“ durch die Engdener Grenze gebildet sein soll. Diese Grenze schneidet nämlich das genannte Moor in NO—SW Richtung. Ein Grenzwall, der mit einer doppelten Reihe 25jähriger Birken besetzt ist, ist mir wohlbekannt. Er fällt aber nicht mit der gemeinten Grenze zusammen; er zieht sich vielmehr in gerader Linie über einen Dünenzug hin, der in einer Länge von fast 9 km quēr über das Blatt verfolgt wurde. Vielleicht hält BIELEFELD diesen Dünenzug für das Nordufer seines Flußbettes. Zu diesem Nordufer fehlt freilich das Südufer. Die von den Emsbürener Bergen abfließenden Wasser werden durch den Dünenwall an ihrem Abfluß nach NW gehindert und ziehen sich an ihm entlang nach WSW hin. Die „äolische Ausräumung“ und die von jenen Bergen herabströmenden Bächlein haben dieses „Flußbett“ geschaffen, und wenn man zur Regenzeit diese Gegenden besucht, so steht freilich alles unter Wasser; doch kann man ohne Lebensgefahr hindurchwaten; der Wasserstand beträgt höchstens wenige Dezimeter. Ich muß es mir aus dem schon früher angegebenen Grunde versagen, das BIELEFELD'sche Flußsystem weiter nach W zu verfolgen, da ich nicht in jedem Falle in der Lage wäre (das Blatt Nordhorn ist noch nicht aufgenommen) gleich auch mit den Ergebnissen unserer Aufnahmen zu dienen.

Fassen wir das Gesagte kurz zusammen, so ergibt sich (S. 359), daß die Behauptungen BIELEFELD's über den altalluvialen Lauf der Ems auf dem Blatte Lohne durch keinerlei Beweise, die auf Beobachtungen im Felde beruhen, gestützt sind.

Es folgt dann S. 359 ein längerer Auszug aus dem Weser—Ems-Stromwerk H. K+LLEs über die Regulierung des derzeitigen Emslaufes zwischen Haneckenfähr und Meppen. Daß diese zum Ausbau der Emsschiffahrt in neuerer Zeit erfolgte Regulierung notwendig wurde, steht nur in lockerem Zusammenhange mit der Hydrographie der altalluvialen Ems.

Wir gelangen dann zur Erörterung des altalluvialen Laufes der Hase, des größten rechten Nebenflusses der Ems. In altalluvialer Zeit floß die Hase über die Blätter Haselünne und Meppen nach BIELEFELD direkt nach W. Sie hätte eigentlich nach NW fließen müssen, meint BIELEFELD, konnte aber nicht, weil eins der MARTINSchen Hümmlingäsar sie daran hinderte. Wie kommt BIELEFELD zu der „allgemeinen Regel“ (S. 361), daß Flüsse, die ein glaziales Stromtal benutzen, unbedingt nach NW fließen müssen? Südlich vom Hümmling sollen die von diesem abfließenden Schmelzwasser die Hase in eine schmale Rinne gezwängt haben. BIELEFELD hat übersehen, daß wir südlich vom Hümmling ein Tal von 15 km Breite haben, das sicher zu diluvialer Zeit schon bestand. Von einem Einzwängen kann also kaum die Rede sein.

Schon im nächsten Satz erfahren wir ohne weiteren Übergang, daß der mindestens 20 km weiter westwärts entfernte Hondsrug an dieser Einzwängung mit schuld ist. Dabei ist der Hondsrug in seinen höchsten Erhebungen nicht höher als die südlich vom Hümmling sich ausbreitende Talsandebene.

Weil der Hondsrug „ganz aus nordischem Material aufgebaut ist“, ist er nach BIELEFELD eine „echte Endmoräne“. Von der merkwürdigen Gestalt dieser Endmoräne, die nach MARTIN eine 62 km lange schnurgerade Linie bildet, will ich hier nichts weiter sagen. 35 km südostwärts in der Luftlinie entfernt erhebt sich die aus „Rhein- und Maas-Fluviatil bestehende Pseudoendmoräne“ von Emsbüren. Hätte BIELEFELD die auch auf der Generalstabskarte verzeichnete und nur wenige Minuten von Emsbüren entfernte Ziegelei aufgesucht und anschließend daran die Höhen etwas begangen, so wären ihm vielleicht Bedenken an der MARTINSchen Auffassung dieses Höhenzuges aufgestiegen. Das „Rhein- und Maas-Fluviatil“ findet sich in der bei Emsbüren beobachteten petrographischen Zusammensetzung nach Osten hin, meines Wissens bis in die Provinz Sachsen hinein, die Grundmoräne unterteufend oder sie überlagernd, zeigt aber in seiner Zusammensetzung namentlich auch bei Emsbüren so wesentliche Verschiedenheiten von alten Rheinschottern, daß man es nicht gut mit diesen in Beziehung bringen kann. Außerdem liegt dieses „Rhein- und Maas-

Fluviatil“ unter anderen auch auf den Höhen von Bakum, 15 km weiter nordöstlich, und wo es bis jetzt im W gefunden wurde, ist es stets älter als die Grundmoräne.

Kehren wir aber zu unserem Haselauf zurück. Ein aus dem Klein-Fullener Moor abfließendes Bächlein scheint BIELEFELD die Spur des alten Hasetales zu sein. Zu dieser Ansicht gelangt er nur durch das Studium der Karte. Denn tückisches Emshochwasser bedeckt ihm die ganze Gegend, als er das alte Flußbett im Felde selbst verfolgen will. Erst nach mehr als 20 km Unterbrechung bei Neuringe (S. 362) findet er seine Spuren wieder.

Das „6—8 km breite Flugsandgebiet“ westlich der Ems bei Meppen (S. 362) ist dieselbe Talsandebene, in die bei Lohne die vielen Arme des BIELEFELDSchen Ems-Aa-Flußbettes eingeschnitten sein sollen. Sie liegt am Südrand des Blattes Meppen in 19—20 m, am Nordrand in etwa 15 m Meereshöhe und hat somit das gleiche Gefälle wie auf Blatt Lohne. Es liegen hier verhältnismäßig nicht mehr Dünen als dort, und die zwischen den Dünen zum Teil durch „äolische Ausräumung“ entstandenen Mulden sind auch zur Regenzeit mit Wasser gefüllt. BIELEFELD hat diese links und rechts vom Wege gelegenen Wassertümpel auch gesehen, aber diesmal merkwürdigerweise in ihnen keine Flußarme erkannt.

Auf der Talsandebene erheben sich die Schichten des Bourtangter Hochmoors. Weit ab vom Wege hat BIELEFELD sich in dieses Moor offenbar nicht hineinbegeben, sonst könnte er nicht behaupten, daß *Calluna vulgaris* in ihm die Alleinherrschaft erlangt (S. 263). Nur die trockensten Büte (u. a. auch die gut entwässerten Wegränder) nimmt *Call. vulg.* ein, sonst herrscht die *Erica tetralix* und gibt der „Landschaft den braunen düsteren Grundton“.

Das Bourtangter Hochmoor, dessen Wachstum schon seit mehr als 100 Jahren durch die Brandkultur zum Erlöschen kam, wird hauptsächlich in zwei Richtungen entwässert: nach NW über Terapel hin und im südlichen Teil des Moores nach W bzw. SW hin. Auf Blatt Heseperthwist sind es die Rühlerthwister und Heseperthwister Rüllenbäche, die das Moor nach W hin entwässern. Beide vereinigen sich beim Twist zur Aa. Das derzeitige Bett der beiden Bäche liegt zum Teil höher als die Oberfläche des Talsandes, denn diese Wasserläufe sind Produkte des Wachstums des Hochmoors. Das Hochmoor ist übrigens in Rühlerthwist und seiner Umgebung 3—5 m mächtig und überall, weil seit bald 100 Jahren in Kultur, fest und gut zu betreten. Von einem breiigen Moraste (S. 366) kann keine

Rede mehr sein. Das gleiche gilt von den Ortschaften Heseper-twist und Aadorf. Den Ursprung der Aa hätte übrigens BIELEFELD aus der Generalstabskarte ansehen können, sie beginnt ihren Lauf bei den Kölken im Wietmarscher Twist.

Das die Grenze bildende Aatal ist ein Erosionsprodukt der vom Moor seit Beginn seines Wachstums abfließenden Wasser und, wie BIELEFELD selbst zugibt, sehr flach. Es ist selbstverständlich, daß die vereinigten Wasser der Ems, Hase und Aa selbst in altalluvialer Zeit sich nicht hätten hindurchzwängen können, es müßte denn sein, daß das von ihnen geförderte Wasserquantum damals ein unverhältnismäßig geringeres gewesen wäre, als es zur Jetztzeit ist.

Ich muß es mir versagen, diesen alten Haselauf weiter nach Holland hinein an der Hand der Ausführungen BIELEFELDS zu verfolgen. Desgleichen kann ich mich noch nicht darauf einlassen, den weiteren Unterlauf der Ems, in dessen Entwicklung Äsgräben eine nicht unwichtige Rolle nach BIELEFELD spielen sollen, nachzuprüfen. Doch muß ich noch eine Bemerkung BIELEFELDS (S. 365 oben) richtigstellen. Er behauptet, daß der alte Haselauf westlich Meppen, nachdem die Hase mit der Ems sich bei Meppen nach Norden gewandt hatte, in seinem östlichen Teil sich mit Torfsubstanz gefüllt hätte, während der westliche Teil frei blieb. Dieser östliche Teil des alten Haselaufs soll unter dem Bourtangter Moor liegen. Dies ist aber so genau abgebohrt (keine Bohrung ist von der anderen mehr als 400 m entfernt) und abgepeilt, daß eine derartige Talrinne in seinem Untergrund uns schon durch ihre Ausfüllung mit anderen Torfarten hätte auffallen müssen. Es hat sich aber vielmehr herausgestellt, daß die große Talsandebene sich mit gleichem Gefälle nach NW auch unter dem Bourtangter Moor fortsetzt. Sie liegt am Südrand des Blattes Heseper-twist in etwa 19 m, am Nordrande in etwa 15 m Meereshöhe. Die Behauptung BIELEFELDS, das jetzige Bourtangter Moor decke ein altes Tal der Hase zu; ist hiermit wohl widerlegt.

Auf den auf S. 365 in einem besonderen Abschnitt von BIELEFELD gemachten Versuch, seine bisherigen Behauptungen vermittelt einer Art indirekter Beweisführung auf Grund der gegenwärtigen mittleren Niveauhöhen der Ems und Vechte zu stützen, möchten wir, weil sie offenbar auf unsicheren Voraussetzungen beruht, nicht näher eingehen.

Ich komme nun zu den Ursachen der Entstehung des gegenwärtigen Emssystems (S. 367). Es soll zunächst eine Verlegung der Aamündung von einem südlicheren Ort stromabwärts nach Elbergen—Haneckenfähr zu stattgefunden haben, und zwar

durch Murenbildung. Diese Mure sollen auf dem inneren Winkel der Mündungsstelle entstehen, das wäre in unserem Falle auf dem rechten Ufer der Ems, denn die Aa fällt von rechts in die Ems. Aber „bei Elbergen sieht man den Schuttkegel (gleich der Mure) der großen Aa, der bei der Kanalisation durchschnitten worden ist, als breite Terrasse, dem linken Emsufer vorgelagert“ (S. 371). Ob nun aber auch BIELEFELD das linke oder rechte Ufer meint, überall haben wir an jener Stelle in weniger als 2 m Tiefe die Grundmoräne gefaßt, so daß von einer altalluvialen „Murenbildung“ nicht wohl die Rede sein kann.

Für die übrigen Stromverlegungen gibt der Wind die Ursache ab, der „bei schwach fließenden Strömen eine Wasserversetzung nach der Leeseite hervorrufen“ soll. Also S. 377 „dauernde südwestliche oder westliche Winde stauen das Wasser, nicht nur in den Flußmündungen, sondern auch im Mittel- und Oberlauf“. Blatt Lohne liegt nach W wie nach N etwa 100 km vom Meere entfernt und 25—30 m über dem Meeresspiegel. Wie daher der auf die Mündung des Flusses wirkende Winddruck noch im Oberlauf nachwirken soll, ist mir nicht verständlich, namentlich bei Wasserfäden von 80—100 m Breite.

Um zu beweisen, daß es SW- bzw. W-Winde gewesen sein müssen, die diese auffälligen Wirkungen hervorbrachten, arbeitet BIELEFELD mit einer Tabelle PRESTELS über die Windfrequenz. Seine Hypothese von der Windwirkung wird dadurch um nichts wahrscheinlicher.

Gelegentlich der Windwirkungen kommt BIELEFELD S. 377 auf die im mittleren Emsgebiet vorhandenen Flugsandanhäufungen zu sprechen. Diese Dünen sind nach BIELEFELD, weil sich „bei manchen nicht so alten Dünen nach W ein wesentlich steilerer Abfall als gegen O zeigt“ vom Ostwind aufgeweht. Der Westwind könne keine Dünen aufwehen, weil er zu feucht sei. Zum Beweise führt er an, daß das linke Emsufer längs seines ganzen Verlaufes bis zur ostfriesischen Grenze mit Dünen bedeckt sei. Zum Gegenbeweise kann ich anführen, daß in dem von mir aufgenommenen Gebiete auf der rechten Emsseite Dünen liegen, und zwar in ganz bedeutender Entwicklung bei Hölischen gegenüber Leschede, bei Glesen gegenüber Elbergen, ferner nördlich Haneckenfähr und nördlich Lingen bis Meppen und weiter nordwärts bis Haren. Diese Flugsandgebiete nehmen weit größere Flächen ein als die linksemsischen. Letztere haben nur dort eine besonders starke Entwicklung aufzuweisen, wo ältere Höhen als Windschirm gegen den Westwind wirkten, das ist östlich der Lohner Berge der Fall und ebenso

bei den Emsbürener Bergen. Das heißt, die vom Westwind über die große Talsandebene westlich der Lohner und Emsbürener Berge getriebenen Sande fielen jenseits dieser Höhen in deren Windschatten nieder. Dasselbe gilt für die Flugsande, die aus dem rezenten Emstal über das Ostufer auf die Talsandebene hinaufgeweht wurden.

Schließlich ist auch der Schluß falsch, daß die vom Ostwind am Westufer der Ems aufgewehten Dünen eine wesentliche Rolle in der Entwicklung des Bourtanger Moors gespielt hätten (S. 379). Da die große Talsandebene, auf der sich das Bourtanger Moor entwickelte, nach W und NW geneigt ist, so ging, wie ich schon ausführte, die Hauptentwässerung nach diesen beiden Himmelsrichtungen vor sich, bewiesen durch die im Untergrund des Moores gefundenen Torfarten und die Richtung der noch heute bestehenden Hauptentwässerungszüge. Nach O konnte das Moor erst später entwässern, als es durch sein natürliches Wachstum das ost-westliche Gefälle des ursprünglichen Talbodens ins Gegenteil gekehrt hatte.

Auf die in der folgenden Unterabteilung entwickelte Anschauung BIELEFELDS über die eiszeitlichen Stromverhältnisse kann ich nicht eingehen, leider sind es nur Hypothesen, und die im letzten Teil dieses Abschnittes enthaltenen Berichte über die ostfriesischen altalluvialen und älteren Wasserläufe kann ich auf ihre Richtigkeit gleichfalls nicht prüfen, da mir das betreffende Gebiet nur ungenügend bekannt ist.

Durch unsere Berichtigungen glauben wir beide jetzt schon erwiesen zu haben, daß der wissenschaftliche Wert der BIELEFELDSchen Arbeit, so weit wir sie auf Grund unserer Aufnahmen kontrollieren konnten, nur gering ist. Wir haben es, wie aus dem Vorausgegangenen ersichtlich ist, vermieden, uns mit dem Verfasser in eine Diskussion über seine oder die MARTINSchen Diluvialhypothesen einzulassen, und werden dies auch fernerhin nicht tun, solange nicht die eingehendere und gewissenhafte Aufnahme eines größeren Gebietes vorliegt. Es liegt uns zurzeit nur daran, auf die Unzuverlässigkeit der BIELEFELDSchen Beobachtungen aufmerksam zu machen.

9. Pleistocäne Fauna aus den Diamantseifen von Südafrika.

Von Herrn E. FRAAS in Stuttgart.

Hierzu Taf. VIII und 2 Textfig.

Von Herrn Oberbergrat Dr. R. BECK in Freiberg wurde mir eine kleine Kollektion von Fossilien zur Bestimmung und eventl. Bearbeitung übergeben, welche er gelegentlich seines Besuches in den Diamantgruben von Südafrika bekommen hatte. Derselbe hatte die Freundlichkeit mir über das geologische Bild des Fundortes beifolgenden brieflichen Bericht zur Veröffentlichung zu übersenden:

„Noch bin ich Ihnen einige Mitteilungen über die Fundstellen der von Ihnen freundlichst zur Bearbeitung übernommenen Säugetierreste aus den hochgelegenen und aus den niederen Diamantenseifen am Vaal-Fluß schuldig.

Bei der Rückkehr aus Rhodesien, wohin ich die British Association begleitet hatte, setzte ich in Windsorton Road Station die Fahrt aus, um unter der lebenswürdigen Führung des deutschen Kaufmanns Herrn LEINBERGER aus Kimberley die sog. River Diggings zu besuchen. Wir begaben uns zunächst über die öde, nur mit spärlichen Dornbüschen besetzte Hochebene nach Wedberg dicht südlich vom Vaal-Fluß, gegenüber von Hebron oder, wie es jetzt nach dem größten Kaufmann des Ortes genannt wird, Windsorton. Bei Hebron und bei dem weiter stromab gelegenen Klip Drift, jetzt in Barkly West umgetauft, und noch weiter abwärts bis zur Mündung des Hart-Flusses in den Vaal werden noch immer jüngere und ältere Flußschotter auf Diamanten durchwaschen, aber allerdings in weit geringerem Maße wie damals beim Fündigwerden der Seifen dieser Stromstrecke im Jahre 1869.

Das Profil (Fig. 1) quer durch das Vaal-Tal bei Windsorton zeigt uns in typischer Weise die auch weiter abwärts entwickelte Zweiteilung der Vaal-Schotter in

a) eine ältere, später wieder vom Fluß durchschnitene 10—30 m über dem heutigen Bett gelegene Decke (s_1 in Fig. 1) und b) die unmittelbar am heutigen Fluß gelegenen, wenig zusammenhängenden rezenten Anschwemmungen (s_2). Schon A. MOULLE¹⁾ hatte das richtig erkannt.

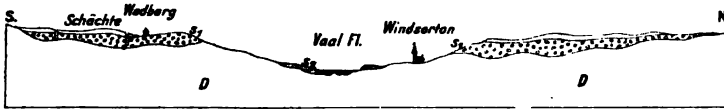


Fig. 1. Die Vaal-Schotter bei Windsorton.

s_1 = obere Terrasse s_2 = untere Terrasse D = Diabas

Bei Wedberg gegenüber Windsorton befinden sich eine Unmenge Tagebaue „Gullies“ und kleine Schächte von Eigenlöhnern, deren Mühe ziemlich selten, aber dann mitunter durch den Fund besonders schöner und kostbarer Steine belohnt wird. Die Diamanten der Vaal-Seifen haben beiläufig einen etwas verschiedenen Habitus von denen der viel weiter südlich gelegenen „Pipes“ bei Kimberley. Eine Herbeischwemmung dieses edelsten Inhaltes der Seifen von dort (ca. 30—40 km) ist wohl ganz ausgeschlossen. Vielmehr rühren diese Diamanten wahrscheinlich von größtenteils noch unbekannten, näher am Fluß gelegenen Lagerstätten her. Uns interessieren die Schotter zunächst aber vom allgemein geologischen Standpunkt aus.

Wie besonders auch aus Profil 2 ersichtlich ist, wird die obere Schotterterrasse zunächst vielfach durch einen lateritisch geröteten 0,5—1,5 m mächtigen steinig-sandigen, vertikalklüftigen Lehm bedeckt. Die Schotter selbst erreichen dort stellenweise eine Mächtigkeit bis zu 9 m und zeigen nur geringe, oft gar keine Andeutung von Schichtung. Sie bestehen aus faust- bis über kopfgroßen stumpfeckigen oder gerundeten und geglätteten Geröllen verschiedener Arten von Diabas, Olivindiabas und Diabasmandelstein, die ohne besondere Anordnung in einem sandig-grandigen Bindemittel stecken.

¹⁾ A. MOULLE: Mém. sur la géol. générale et sur les mines de diamants de l'Afrique du Sud. Annales d. Mines, Paris, (8) VII, S. 193—348. Vgl. Taf. 7, Fig. 3.

Auch dies Bindemittel führt in der Hauptsache Diabase in kleineren Geröllen, daneben aber eine Menge von Kieselmineralien aus den Mandelräumen der Mandelsteine, meist in stark abgerolltem Zustand. Da finden sich in buntem Wechsel Quarz, Chalcedon, Achat, Jaspis und Eisenkiesel. Gerölle von Quarziten und anderen nicht diabasischen Gesteinen der Karroo-Formation sind mir nicht besonders aufgefallen. Nicht gerade hier, aber anderwärts auf der oberen Schotterterrasse sind zuweilen die tieferen Lagen durch ein kalkiges Bindemittel, das vermutlich bei der allmählichen Verwitterung der Diabasgerölle sich bildete, fest verkittet. Die Diamanten sind

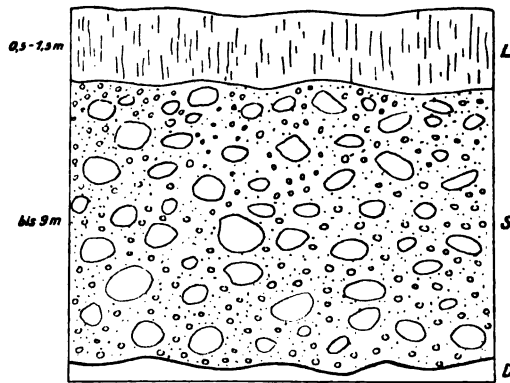


Fig. 2. Obere Schotter-Terrasse am Vaal-Fluß.

L = Lehm S = Schotter D = Diabas

an kein bestimmtes Niveau dieser Schotter gebunden. Sie finden sich überall im sandigen Grand zwischen den größeren Geröllen zerstreut.

Beim Übersetzen über den Vaal-Fluß nach Windsorton hinüber bemerkte man bei dem herrschenden niedrigen Wasserstand (am 16. September), daß das Bett größtenteils felsig ist. Überall treten mit einer firnisglänzenden schwarzen Kruste, analog der „Tropenkruste“ überzogene Klippen von Diabas und Diabasmandelstein hervor. Ich bemerkte diese auffälligen, in Südafrika ganz gewöhnlichen Krusten auch an Stellen, die bisweilen inunndiert werden.

Nördlich von Windsorton steigt das Gelände wiederum an, und sogleich stellen sich auch die hochgelegenen

Schotter (s.) wieder ein. Wir fuhren 2 $\frac{1}{2}$ Stunden über das Plateau, um bei Barkly West eine weiter westlich gelegene Schlinge des Flußlaufes zu erreichen, wo sich genau dieselben geologischen Verhältnisse wie bei Windsorton wiederholen.

In Barkly West machte ich die angenehme Bekanntschaft des für Naturgeschichte sich stark interessierenden deutschen Apothekers Herrn A. GRUMPELT. Diesem verdanken wir die so wichtigen Säugetierreste aus den hochgelegenen und meiner Meinung nach diluvialen Vaal-Schottern. Das erste Stück, das er mir zeigte und übergab, stammte aus der oberen Schotterterrasse, und zwar aus der Waldecks Plant genannten Gully bei Barkly West, die sich im Besitze des Herrn D. SMITH befindet. Es war in einer Tiefe von nur wenigen Fuß gefunden worden. Ich erkannte es sogleich als einen *Mastodon*-Zahn, was mir nach meiner Rückkehr durch Herrn Prof. Dr. J. FELIX in Leipzig freundlichst bestätigt wurde. Später sandte mir Herr A. GRUMPELT noch andere Funde. Die unter diesen befindliche Muschel stammt aus einem mit kalkigem Bindemittel fest verkitteten Schotter derselben Grube Waldecks Plant, und zwar aus 15 m Tiefe unter der Erdoberfläche. Andere Funde hatte Herr A. GRUMPELT von einem Holsteiner, Herrn E. SCHMIDT erhalten, den ich kennen zu lernen das Vergnügen hatte, als ich anderen Tages die von ihm geleiteten Breakwater-Arbeiten im Flußbett des Vaal-Flusses besichtigte. Diese Funde, darunter der Schneidezahn eines jungen *Hippopotamus* sowie der Molar eines Zebroiden, stammen aus den Schottern im Flußbette selbst (s.). In einer vorläufigen Mitteilung hatte ich die ersten von mir selbst mit heimgebrachten Belegstücke angezeigt¹⁾.

Wie wichtig unsere Funde für die Geologie von Südafrika sind, geht daraus hervor, daß noch 1905 Herr A. W. ROGERS in seiner vortrefflichen „Geology of Cape Colony“ (London 1905) S. 367 sagen mußte: *Bubalus Bainii* SEEL.²⁾ „the only known example of an extinct mammal from the river deposits. It came from the Modder River, forty feet below the surface“.

¹⁾ R. BECK: *Mastodon* in the Pleistocene of South Africa. Geol. Magaz., Dec. 5, Vol. III, No. 500 (Febr. 1906).

²⁾ H. G. SEELEY: On *Bubalus Bainii*. Geol. Magaz., Dec. 3, Vol. VIII, 1891, S. 199.

Es liegt außerordentlich nahe, die Bildung der *Mastodon* führenden Vaal-Schotter (s.) in die Pluvialzeit S. PASSARGES zu verlegen. Der verdiente Forscher hat selbst kurz angedeutet¹⁾, daß er die mächtigen Schotterlager am Vaal, die auf Diamanten abgebaut werden, in dieser Weise auffaßt. Die sandig-lehmige Deckschicht dürfen wir wohl seinen ebenfalls meist geröteten Kalahari-Sanden parallelisieren.

Möge die Gefälligkeit unserer südafrikanischen Landsleute uns noch weitere Funde bescheren, um noch mehr Klarheit über diese nach so verschiedenen Richtungen hin interessanten Ablagerungen zu gewinnen.“

Die Fundstücke bestehen, abgesehen von der Unionide, aus isolierten Zähnen oder auch nur aus Bruchstücken von solchen, wodurch eine präzise Speziesbestimmung erschwert ist. Wie oben bereits von R. BECK hervorgehoben, ist die kleine Fauna aber sowohl vom rein geologischen wie namentlich vom tiergeographischen Standpunkt aus so wichtig, daß eine Bearbeitung und Veröffentlichung gerechtfertigt erscheint, handelt es sich doch um die ersten derartigen Funde aus einem älteren Pleistocän von Transvaal.

Iridina sp.

Das in den festen Schottern von Waldecks Plant in einer Tiefe von 15 m gefundene Exemplar einer Unionide läßt leider infolge des ungünstigen Erhaltungszustandes eine nähere Bestimmung nicht zu. Die beiden Klappen der Schale sind fest geschlossen und erschweren dadurch die Beobachtung des Schlosses, und es kommt noch als weiterer erschwerender Umstand hinzu, daß die Schale zum größten Teile abgeblättert ist. Es läßt sich nur so viel feststellen, daß die Schalen mäßig dick mit ziemlich glatter Oberfläche gestaltet waren; die Gesamtform ist die der typischen Unioniden mit einer Länge von 88, Breite von 50 und größter Höhe von 27 mm. Soweit erkennbar, war das Schloß, wenn überhaupt nicht nur ligamentös, sehr schwach bezahnt und erinnert mehr an *Anodonta*. Dieser Umstand schließt die Stellung zu den echten *Unio*-Arten, unter welchen ich als Vergleich besonders *Unio Verreauxianus* LEA aus den südafrikanischen Flüssen

¹⁾ S. PASSARGE: Die Kalahari, Berlin 1904, S. 661.

beigezogen habe, aus und bestimmt mich, die Art in den Formenkreis der dickschaligen Anodonten zu stellen, welche von LAMARK als *Iridina*, von SCOPOLI als *Mutela* bezeichnet werden, und als deren Heimat das zentrale und westliche Afrika bekannt ist. Bei dem dürftigen Erhaltungszustand ist aber natürlich eine genaue Vergleichung mit den lebenden Arten und die Definierung einer Spezies ausgeschlossen.

Equus cfr. *Zebra* LIN.

Taf. VIII, Fig. 4.

Es liegen vor: ein Deciduus 2 l. oben, ein fragmentärer oberer Molar und ein leider schlecht erhaltener junger Molar des Unterkiefers. Alle drei Stücke können ihren Größenverhältnissen nach recht wohl auf eine Art bezogen werden, aber nur der obere Milchzahn ist so gut erhalten, daß er eine präzise Bestimmung und Vergleichung zuläßt. Daß wir es mit *Equus* und nicht mit *Hipparion* zu tun haben, wird durch die bedeutende Größe, welche dem eines mittelgroßen Pferdes gleichkommt, die Länge, die zurücktretende Kräuselung des Schmelzbleches der Zwischenhügel und die geringe Entwicklung des Zementes an dem oberen Molaren bewiesen. Als Vergleichsmaterial konnte ich außer *Equus caballus* auch die afrikanischen Esel- und Zebraarten beiziehen, doch muß ich gestehen, daß es außerordentlich schwierig und unsicher ist, auf Grund einzelner isolierter und wie in diesem Falle meist schlecht erhaltener Zähne eine sichere Bestimmung zu treffen. Der afrikanische Wildesel (*Asinus somalensis*) erscheint mir wegen der Größenverhältnisse ausgeschlossen, obgleich sonst die Form des D₂ und die Ausbildung der Zwischenhügel viel Übereinstimmung zeigt. In dieser Hinsicht weicht unser Stück von *E. caballus* nicht unwesentlich ab, stimmt dagegen recht gut mit dem echten südafrikanischen Zebra (*E. Zebra* L.)¹⁾ überein, bei welchem wir dieselbe einfache Gestalt des Schmelzbleches mit geringer Kräuselung sowohl an D₂ wie an dem Molar vorfinden. Dagegen ist die entsprechende Zahnbildung bei *E. Quagga*, *Burchelli* und *Böhmi* nicht mit unserer Art in Einklang zu bringen. Nur bezüglich der Größe und der geringen Entwicklung der äußeren Zementschicht weichen die vorliegenden Zähne von *E. Zebra* ab, doch dürfte dies zu geringfügig sein, um gegen die Angliederung an diese Art zu sprechen. Die Maße ergeben folgendes:

¹⁾ Ich bin Herrn Prof. Dr. R. HERTWIG für die Benutzung des in München befindlichen Zebraschädels zu Dank verpflichtet.

Deciduus 2 l. oben; Länge der Kaufläche	46 mm
Breite in der Mitte des vorderen Zwischenhügels .	20 -
Größte Breite vor dem hinteren Zwischenhügel .	28 -
Molar r. oben; Länge der Kaufläche	32 -
Höhe des Zahnes (bis zum Ansatz der Wurzel) .	72 -
Molar unten unvollständig erhalten.	

***Hippopotamus amphibius* LIN. var. *robustus*.**

Taf. VIII, Fig. 1 u. 2.

Außer dem von R. BECK erwähnten unteren Canin eines jungen *Hippopotamus* liegen noch drei weitere Zähne vor, und zwar ein Incisivus 2 unten, ein rechter Prämolare 1 oben und ein linker oberer Molar 1. Alle diese Zähne weisen Dimensionen auf, welche auch von den größten heute lebenden Flußpferden nicht annähernd erreicht werden, ganz abgesehen von den durchgehend kleineren fossilen und subfossilen Arten. Es läßt sich nun freilich aus diesem Materiale nicht die Frage entscheiden, ob wir es mit der Gruppe *Hexaprotodon* (6 Incisiven) oder *Tetraprotodon* (4 Incisiven) zu tun haben, da die uns vorliegenden Zähne in beiden Gruppen keine spezifischen Unterscheidungsmerkmale aufweisen, doch darf man wohl schon nach der Größe unserer Fundstücke eher an *Hippopotamus* (*Tetraprotodon*) *amphibius* als an die kleineren *Hexaprotodon*-Arten denken, was ja auch durch den Fundort, der in dem Verbreitungsgebiet der heutigen Flußpferde liegt, wahrscheinlich gemacht ist.

Incisivus 2 unten. Ein stark korrodiertes, unten abgebrochenes und an der Spitze stark abgenütztes Zahnstück, das von den analogen Zähnen des *H. amphibius* nur durch seine Größe und Stärke abweicht, was am besten aus einer Zusammenstellung der Maße hervorgeht, wobei von *H. amphibius* ein wahrer Riese von 0,75 m Schädellänge aus Kamerun ausgewählt wurde:

	<i>H. v. Barkley West</i>	<i>H. amphibius</i>
Länge	150 mm (abgebrochen)	150 mm (vollständig)
Umfang unten .	105 -	98 -
Umfang i. d. Mitte	104 -	103 -
Durchmesser . .	35 -	30 -

Linker unterer Canin. Das 22 cm lange Zahnfragment zeigt sehr schön die Außenseite des Canin mit dem wohl erhaltenen Schmelz, auf welchem die für *H. amphibius* charakteristischen Längsrinnen und Leisten sehr deutlich hervortreten. Die Abkauungsfläche auf der Innenseite ist noch gering, 6 cm an der

Außenkante lang und endet wie bei *H. amphibius* mit schieferm Abschnitt. Der Zahn war offenbar schon vor der Einbettung nach der Längsachse zersprungen und zerfallen, wobei auch der untere hohle Wurzelabschnitt verloren ging. Nach der Krümmung sowohl wie nach dem Erhaltungszustand des Schmelzes, der keinerlei Abnutzung aufweist, ist es der Zahn eines jungen Individuums, doch ragte er, nach der charakteristischen Färbung am Schmelz zu urteilen, schon 18 cm (auf der Außenkante gemessen) aus der Alveole hervor. Für eine Vergleichung ist das Stück wenig geeignet, da wir nicht daraus schließen können, welche Stärke der ausgewachsene Canin erreichte.

Erster oberer Prämolare (Taf. VIII, Fig. 2), ein Stück von sehr guter Erhaltung und charakteristischer Ausbildung. Im allgemeinen stimmt der Zahn mit dem entsprechenden von *H. amphibius* überein und rührt, nach dem geringen Grad der Abkaut und Abnutzung des Schmelzes zu schließen, von einem jungen Individuum her. Dafür ist aber wiederum die Größe eine ganz erstaunliche, wie aus den Maßen hervorgeht, ebenso ist die Höhe des Zahnkegels viel größer als bei *H. amphibius*, und auch die Schmelzfalten erscheinen gröber und wulstiger. Soweit mir Vergleichsmaterial von dem indischen *Hexaprotodon* an Gipsabgüssen und Abbildungen vorliegt, ist die Abweichung von diesen noch größer, da hier der Prämolare klein, spitzkonisch, aber schmal ausgebildet ist. Die Maße ergeben:

H. v. Barkley W. *H. amphib.*

Länge d. Zahnes a. d. unt. Schmelzkante	40 mm	30 mm
Breite in der vorderen Hälfte	24 -	21 -
Breite in der hinteren Hälfte	22 -	19 -
Höhe der Zahn-Krone	34 -	ca 26 -

Erster Molar oben links (Taf. VIII, Fig. 1). Dieser für die Bestimmung besonders wichtige Zahn ist leider wiederum schlecht erhalten. Einerseits stammt er von einem sehr alten Individuum und ist nahezu bis auf die Wurzeln herab abgekaut, andererseits ist er auch vielfach zersprungen und zerfallen, wobei ein Teil verloren gegangen ist. Immerhin läßt sich noch manches an dem Stücke beobachten, und auch hier fällt vor allem die erstaunliche Größe auf. Gegenüber *H. amphibius* lassen sich außerdem folgende Unterschiede hervorheben: Der Umriss des Zahnes ist nahezu quadratisch, bei *H. amphibius* länger als breit. Die Schmelzfalte in der vorderen äußeren Ecke greift bei unserer Art viel tiefer herein, und noch mehr ist dies bei der mittleren Schmelzfalte zu

beobachten, welche in diesem tiefen Grade der Abkautung fast ganz zurücktritt; dagegen war offenbar die mittlere Längsfalte, welche den Zahn durchsetzt, nicht so tief wie bei *H. amphibius*, denn von ihr ist keine Spur mehr vorhanden, während wir sie auch bei den ältesten Flußpferden immer noch beobachten. Die Maße sind folgende:

	<i>H. v. Barkley West</i>	<i>H. amphibius.</i>
Länge (median)	55 mm	43 mm
Breite (in der Mitte)	54 -	33 -
Breite d. Kaufläche d. vord. Hälfte	ca 40 -	32 -
Breite d. Kaufläche d. hint. Hälfte	- 47 -	36 -

Es erscheint nach diesen freilich recht spärlichen Überresten zweifellos, daß unsere Art aus dem Pleistocän des Vaal-Flusses das heutige *H. amphibius*, dem es im übrigen sehr nahe steht, an Größe bedeutend übertraf und von ihm auch in der Anordnung der Schmelzfalten bei M. 1 oben und der Höhe des Pr. 2 oben etwas abweicht. Jedoch halte ich diese Unterschiede nicht für ausreichend zur Abtrennung einer eigenen Spezies, sondern möchte die pleistocäne Form vorläufig, bis weitere Funde die Entscheidung bringen, nur als eine außerordentlich kräftige und große Varietät ansehen, was durch den Beinamen *robustus* ausgedrückt werden soll.

***Mastodon* sp.**

Taf. VIII, Fig. 3.

Leider ist diese tiergeographisch wie stratigraphisch so wichtige Art nur durch ein Zahnfragment vertreten, welches das hintere Ende vom linken letzten unteren Backenzahn darstellt und von R. BECK (a. a. O.) abgebildet wurde. Die Dimensionen lassen auf eine recht ansehnliche Größe schließen, denn die Breite am hinteren Querjoch beträgt 68 mm. Ebenso erkennen wir an den erhaltenen Schmelzhügeln den ausgesprochenen bunolophodonten Typus, wie dies auch schon von R. BECK hervorgehoben wurde; wir können aus dem Fragment auch noch weiter schließen, daß die Schmelzhügel in den Querjochen eine Tendenz zum Alternieren haben, und daß nur wenige Zwischenwarzen auftreten, so daß der Bau des Zahnes den einfachen Mastodontentypus aufweist. So gering auch der Überrest ist, so glaube ich doch nach eingehender Vergleichung des mir in der Literatur und an Originalstücken und zahlreichen Gipsabgüssen zugänglichen Materiales schließen zu dürfen, daß unsere Form sich nicht an

die Gruppe von *M. longirostris* und *arvernensis* anreicht, in welcher gleichmäßige Stellung der Haupthügel und Einschaltung zahlreicher kleinerer Schmelzwarzen vorherrschend ist, sondern daß wir auf die Formenreihe von *M. angustidens* und *Humboldti* hingewiesen werden. Dies ist tiergeographisch insofern von Interesse, als auch alle anderen bisher aus dem nördlichen Afrika von DÉPÉREUX und GAUDRY erwähnten Mastodontenreste an diese Gruppe sich anreihen. Es ist ja nicht wahrscheinlich, daß unsere Art sich mit einer der bekannten Spezies vereinigen läßt, doch erscheint mir schon die Annäherung an *M. Humboldti*, bei welchen namentlich das Alternieren der Haupthügel stark hervortritt, von Interesse zu sein. Hoffentlich geben uns bald erneute bessere Funde den gewünschten Aufschluß.

Damaliscus sp.

Taf. VIII, Fig. 5 u. 6.

Von Antilopen liegen 3 Stücke vor, und zwar ein oberer Molar 1, ein unterer Molar 2 und eine Metatarsus. Das letztere Stück ist leider zu fragmentarisch und abgerollt, so daß sich nur im allgemeinen sagen läßt, daß es einer mittelgroßen Antilopenart angehört, dagegen lassen die beiden anderen Stücke eine Bestimmung zu. Dank dem reichlichen Vergleichsmaterial unserer Stuttgarter osteologischen Sammlung und der präzisen Odontographie der rezenten Antilopen durch SCHLOSSER¹⁾ ist es möglich, diese Zähne systematisch einzureihen, und zwar in seine Gruppe der *Pubalinae* mit ausgesprochen bovinem Typus des Gebisses und Fehlen der Basalpfeiler. Der Mangel an Zement und die schmalere Form der Zähne rechtfertigt weiterhin die Angliederung zur Untergruppe *Damaliscus*, deren bester Vertreter in Südafrika heute der Buntbock, *D. pygargus* ist. Der obere Molar schließt sich in seiner Gesamtform und in der Ausbildung der beiden lappig verzweigten Schmelzfelder sehr nahe an *D. pygargus* an, unterscheidet sich jedoch wiederum von diesem durch den Mangel des kleinen Schmelzhügels zwischen den beiden Hauptfeldern, was jedoch auch durch stärkeren Grad der Abkautung hervorgerufen sein kann; der Hauptunterschied liegt aber bei diesem wie bei dem unteren Molar in den Größenverhältnissen, welche sich mit

¹⁾ M. SCHLOSSER: Die fossilen Säugetiere Chinas nebst einer Odontographie der rezenten Antilopen. Abh. d. K. Bayr. Akad. d. Wissensch., II. Cl., Bd XXII, Abth. I, 1903, S. 161.

keiner der lebenden Bubalinen-Arten vereinigen lassen. Der untere Molar zeigt weitere Abweichung in der langgestreckten Form der Schmelzfelder und in scharfer Ausbildung der Leisten auf der Innenseite des Zahnes. Zweifellos handelt es sich um eine neue Art, welche *D. pygargus* nahesteht, doch genügen die Überreste nicht zur Fixierung einer neuen Spezies. Zum Vergleiche stelle ich die Maße unserer Art und die von *D. pygargus* zusammen:

	<i>Damaliscus</i> v. Barkley West.	<i>D. pygargus</i> .
Molar 1 oben.		
Länge der Kaufläche	35 mm	16 mm
Breite im vorderen Felde . .	19 -	11 -
Breite im hinteren Felde . .	20 -	11 -
Molar 2 unten.		
Länge der Kaufläche	28 -	19 -
Breite der Kaufläche	11,5 -	9 -

Die Fauna aus dem Pleistocän von Barkley West setzt sich demnach, soweit bis jetzt bekannt, aus folgenden Arten zusammen:

Iridina sp.

Equus cfr. *Zebra* LIN.

Hippopotamus amphibius LIN. var. *robustus* E. FR.

Mastodon sp.

Damaliscus sp.

Eine auffallende Erscheinung ist ohne Zweifel die, daß die Elephantiden noch durch den alten Typus der Mastodonten repräsentiert sind, was natürlich nicht ausschließt, daß damals auch schon *Elephas* in diesen Gegenden lebte. In stratigraphisch-geologischer Hinsicht dürfen wir wohl sicher aus dem Auftreten von Mastodon auf ein höheres Alter dieser pleistocänen Ablagerungen schließen, da es nicht wahrscheinlich ist, daß sich diese Reliktenform aus dem Tertiär noch lange neben den echten Elephanten gehalten hat. In Südamerika lagen in dieser Hinsicht die Verhältnisse günstiger, da dort die Mastodonten nicht durch *Elephas* verdrängt wurden, sondern ohne Konkurrenz allmählich im Diluvium abstarben. Die Funde der Paläomastodonten im Ober-Eocän von Ägypten zeigen uns, daß wir in Nordafrika eine Urheimat der Elephan-

tiden zu suchen haben¹⁾, und daß von dort aus die Mastodonten sich ausbreiteten. Unser Fund beweist uns nun, daß die Wanderungen nicht nur nach Asien und Europa und von dort aus nach Amerika gerichtet waren, sondern daß sie auch südwärts über den afrikanischen Kontinent sich erstreckten. Einen Anhaltspunkt für eine Landverbindung zwischen Südafrika und Südamerika darin zu erblicken, wäre freilich noch verfrüht, denn wir wissen nicht, ob die Wanderungen der Mastodonten nach Südafrika schon in so frühe Tertiärperioden zu verlegen sind, oder ob wir nicht hier versprengte und erst im Diluvium nach Süden gedrängte Reste vor uns haben. Daß unsere südafrikanische Art eine bunolophodonte Form ist, welche mit der Entwicklungsreihe der Elephanten nichts zu tun hat, beweist uns nur, daß wir dieselbe ebenso wie in Südamerika eine aussterbende Reliktenform zu betrachten haben, und daß hier wie dort die Formenreihe des *Mastodon angustidens* sich am längsten erhalten hat.

Sehen wir von diesem gewissermaßen universellen Typus ab, so trägt der übrige Teil der Fauna einen ganz ausgesprochen südafrikanischen Charakter, insbesondere spricht hierfür *Equus* cfr. *Zebra* und *Damaliscus* sp., deren Verbreitungsgebiet auch heute noch auf Südafrika beschränkt ist. Die Tatsache, daß wir diese Fauna schon im älteren Pleistocän konsolidiert finden, ist eine sehr bemerkenswerte und weist darauf hin, daß sich die klimatischen Verhältnisse dort nur wenig geändert haben. Daß die Tiere an Größe unsere heutigen Vertreter übertreffen, ist eine Erscheinung, welche bei den meisten pleistozänen Formen zu beobachten ist, und welche zweifelsohne mit den günstigeren Ernährungsbedingungen zusammenhängt. Die Annahme einer Pluvialperiode, welche in Afrika an Stelle unserer Eiszeiten angenommen wird, gewinnt dadurch neue Stützpunkte, denn sie bildet die Grundlage für die üppigere Vegetation, in welcher sich unsere Arten von Barkley West entwickeln konnten.

¹⁾ E. STROMER: Über die Bedeutung der fossilen Wirbeltiere Afrikas für die Tiergeographie. Verh. d. D. zoolog. Ges. auf der 16. Jahresvers. 1906, S. 204.

10. Die Basalte des Wartenbergs bei Geisingen in Baden.

Von Herrn **BECKER** in Heidelberg.

Hierzu 3 Textfiguren und eine geol. Karte i. 1:10000 (Taf. IX).

Einleitung.

In der Vorrede zu meiner in der **ROSENBUSCH-Festschrift**¹⁾ erschienenen Geologischen Besprechung des Wartenbergs erwähnte ich die Notwendigkeit einer völligen Neuuntersuchung der dortigen Basalte, in petrographischer Hinsicht. Entschiedene Widersprüche in den früheren Veröffentlichungen über unser Eruptivgestein, namentlich soweit sie sich auf die Melilith- und Perowskit-Führung beziehen, bildeten die Veranlassung zu jener Bemerkung.

STELZNER sagt in seiner Arbeit über Melilith und Melilithbasalte²⁾: „Aus dem zweiten Eruptionsgebiet der schwäbischen Alb, dem Hegau, ist mir nur ein Melilithbasalt bekannt geworden; derjenige des Wartenbergs bei Geisingen.“ —

Zunächst ist hier geographisch zu berichtigen, daß wir den Wartenberg keineswegs mehr zum Hegau rechnen können, sondern daß er dem Schwäbischen Stufenland zugehört, welches durch das bei Geisingen beginnende Donautal scharf geschieden wird von dem Badischen Randen-Gebirge. Letzteres sowohl, wie jenes Stufenland, bilden geologisch die südwestliche Fortsetzung der Schwäbischen Alb. Der Wartenberg, nördlich der Donau gelegen, kann, streng genommen, geographisch auch nicht mehr dem Randen angegliedert werden. Wie ich in meiner früheren Arbeit geschildert habe, bildet der heutige Wartenberg-Kegel den Überrest einer sonst denudierten Jurabarre, durch welche einstmals die beiden heute zu trennenden Teile zu einem gemeinsamen Gebirgszug vereinigt wurden.

¹⁾ Stuttgart 1906.

²⁾ N. Jahrb. Min. 1883, II, S. 402.

STELZNERS und späterer Autoren Arbeiten haben die Melilithführung sowohl für die Basalte des Hegau als auch des Randen dargetan. Nach ersterem besteht der Basalt des Wartenbergs aus Augit, Melilith und Magnetit (Nephelin untergeordnet) mit Olivin und Augit als Einsprenglingen. Dagegen wird das „Fehlen“ des Perowskit als Eigentümlichkeit hervorgehoben.

GRUBENMANN sagt dagegen in seiner außerordentlich eingehenden Beschreibung¹⁾: „Der Melilith ist recht schwer aufzudecken“ und „der Perowskit läßt sich suchen“.

Es muß mir zugegeben werden, daß allein in jenen beiden Zitaten ein Gegensatz liegt. Ist Melilith in größerer Menge bei wenig oder fehlendem Nephelin vorhanden, dann ist nicht einzusehen, weshalb sich seiner Auffindung besondere Schwierigkeiten in den Weg stellen sollten. Ist dies aber der Fall, so muß die Anwesenheit einer nicht unbeträchtlichen Menge eines Minerals vorausgesetzt werden, das geeignet ist, den Melilith zu verschleiern, und als solches kommt für unsere Gesteinsart eben der Nephelin in Betracht. Auch durch die GRUBENMANNSche Analyse²⁾ wird der mikroskopische Befund des letzteren Forschers bestätigt und die Angaben STELZNERS widerlegt. Man wolle die beigelegte Analyse mit einer solchen z. B. des Hochbohler reinen Melilith-Basalt³⁾ vergleichen, und man wird die Überzeugung gewinnen, daß es sich bei unserem Basalt nicht um einen Typus handeln kann, in dem Nephelin fast völlig durch Melilith ersetzt sei.

Alles Weitere, was zur Bestätigung dieser Behauptung dienen könnte, wird in der nachfolgenden Besprechung des näheren Beachtung finden.

Ich habe mir erlaubt, die zu meiner früheren Arbeit gehörige geologische Kartentafel in 1 : 10 000 nochmals hier anzufügen und bin der Schweizerbartschen Verlagsbuchhandlung in Stuttgart zu großem Dank verpflichtet für ihr liebenswürdiges Entgegenkommen.

Bezüglich der einschlägigen Literatur verweise ich auf die Angaben GRUBENMANNS, welche ich hier nur wiederholen könnte.

¹⁾ Stud. über die Basalte d. Hegau etc. Zürich (Frauenfeld). Dissert. 1886.

²⁾ Ebenda S. 20 und Analysentabelle I dieser Arbeit.

³⁾ H. ROSENBUSCH: Elemente der Gesteinslehre, S. 375, Analyse 4.

Mineralogische Charakteristik.

Der Wartenberg-Basalt ist der Hauptmasse nach ein holo-kristallin-porphyrisches Gestein, meist mittel- bis feinkörnig (selten dicht); bei großer Frische von grau- bis graphit-schwarzer Farbe. Aus der Grundmasse heben sich für das unbewaffnete Auge die oft bis zu 8 mm anwachsenden Olivineinsprenglinge hervor. Bei bouteille- bis meergrüner Farbe fallen sie durch ihre seltene Frische auf. Die Augite der intratellurischen Periode sind makroskopisch meist nicht wahrnehmbar, auch kaum mit der Lupe.

Die Grundmasse besteht aus einem dichten Netz von Augiteleistchen, stellenweise Fluidalstruktur aufweisend, dessen Maschenräume von Nephelin und Melilith ausgefüllt werden. Zu dem weitverbreiteten Magnetit gesellt sich nicht allzu reichlich Perowskit und Chromit (Pikotit?); auch Apatit stellt sich hie und da ein. Glasbasis scheint nur ganz verschwindend aufzutreten.

Gegenüber der großen Frische des anstehenden Gesteins ist nur bei Lesestücken und Rollblöcken, welche lange der Verwitterung ausgesetzt waren, mittels HCl eine Karbonatisierung festzustellen.

In der nun folgenden Besprechung der einzelnen Gemengteile beginne ich mit dem Melilith als demjenigen Mineral, durch welches unserem Basalt seine Stellung in der Systematik angewiesen wird.

Bezüglich der übrigen Gemengteile hat GRUBENMANN solch eingehende Beschreibungen gegeben, daß ich, auf diese verweisend, mich nur auf das Notwendigste und zur Ergänzung Dienende beschränken kann.

Melilith.

Die Basalte des Hegau, des Randengebietes und mit ihnen diejenigen des Wartenbergs wurden früher schlechtweg der Familie der Melilithbasalte¹⁾ eingereiht. Jene ganze Gruppe kann jedoch, wie inzwischen durch ROSENBUSCH²⁾ u. a. geschehen, ausgeschieden werden als ein Zwischenglied zwischen den eigentlichen Melilithbasalten und den eigentlichen Nephelinbasalten. Die beiden letztgenannten bilden entgegengesetzte Pole einer kontinuierlichen Gesteinsreihe.

¹⁾ H. ROSENBUSCH: Physiographie, 3. Aufl., 1896, S. 1274.

²⁾ H. ROSENBUSCH: Elemente der Gesteinslehre, 1. Aufl., 1898, S. 358. 2. Aufl., 1901, S. 373.

Gehen wir von den reinen (d. h. melilithfreien) Nephelinbasalten als der länger bekannten und studierten Form aus, so erreichen wir den anderen Pol und den weitgehendsten Ersatz des Nepheliningemengteils durch das Melilithmineral.

Ein Vergleich der stofflichen Eigenart beider Endglieder rechtfertigt eine solche Gegenüberstellung, indem mit zunehmendem Melilithgehalt die Azidität des Gesteins stetig abnimmt. Die bislang bekannten Analysen zeigen deutlich:

Für Nephelinbasalte $\text{SiO}_2 = 45,04 - 39,03 \text{ Proz.}^1)$

(sobald Melilith eintritt $= 37,98 \text{ Proz.}^2)$

Für melilithhalt. Nephelinbasalte $\text{SiO}_2 = 38,20 - 35,84 \text{ Proz.}^3)$

Für Melilithbas. (einschl. Alnoite) $\text{SiO}_2 = 33,39 - 24,19 \text{ Proz.}^4)$.

Der mikroskopische Befund an den zahlreichen neuesten Präparaten vom Wartenberg-Basalt liefert die auffallende Erscheinung, daß der Melilith äußerst vereinzelt in solcher Ausbildung in die Augen fällt, daß man ihn als Einsprengling bezeichnen könnte. Meist bleiben die Individuen an Größe hinter denen des Hochbohler Melilithbasaltes weit zurück. Einige Schliffe von dort u. a. O., die mir zum Vergleiche vorliegen, lassen den Melilith schon bei schwacher Vergrößerung sofort deutlich erkennen. Dort tritt er meist in seiner charakteristischen, tafelförmigen Ausbildung in Längsschnitten auf, stets mit der bekannten Mikrostruktur. Er vertritt den Nephelin in solcher Menge, daß er zu einem Hauptgemengteil wird.

Anders im Wartenberg-Basalt.

Hier läßt er sich in den seltensten Fällen mit schwachen Objektiven zweifellos indentifizieren. Nach STELZNERs Angaben müßte man erwarten, daß der Nephelin fast gänzlich durch Melilith ersetzt sei. Ich kann dieser Auffassung nicht beipflichten, indem ich die schwach doppelbrechende Füllmasse zwischen den Augiteistichen der Grundmasse zum großen Teil für eine nephelinoide halten muß, und zwar auf Grund des dem Kanadabalsam naheliegenden Lichtbrechungsvermögens⁵⁾.

Wenn GRUBENMANN sagt, daß der Melilith sich schwer aufdecken lasse, so will ich versuchen, jene Erscheinung an Hand meiner jüngsten Untersuchungen zu erläutern.

¹⁾ H. ROSENBUSCH: Elemente der Gesteinslehre, 1901, S. 372, Analyse 11—15 u. 17—19.

²⁾ Ebenda, Analyse 16.

³⁾ Ebenda, S. 375, Analyse 1—3.

⁴⁾ Ebenda, Analyse 4 u. 5 u. 245, 15—19b.

⁵⁾ Weitere Bestätigung wird durch die chemische Untersuchung erbracht werden.

Wie schon angedeutet wurde, tritt der Melilith nicht entfernt so deutlich hervor wie in den eigentlichen Melilithbasalten. Von seinem Vorhandensein wird man erst überzeugt bei Anwendung sehr starker Objektive, in konvergentem Licht und bei \parallel Nicols. Senkt man nun noch den Polarisator, so treten die charakteristischen Merkmale des Melilith, soweit er in Längsschnitten vorliegt, zutage.

Es ergibt sich hieraus zunächst schon, daß in unserem Basalt der Melilith in sehr kleinen Individuen auftritt; aber auch fernerhin, daß die sogen. Pflöckstruktur keineswegs ein so absolutes Kennzeichen darstellt, als nach bisherigen Erfahrungen zu erwarten wäre.

Dort, wo am Rande der Dünnschliffe ein Vergleich mit dem Kanadabalsam gestattet ist, läßt sich leicht der Nephelin und Melilith allein mit Hilfe der höheren Licht- und geringeren Doppelbrechung des letzteren unterscheiden. Hierbei können wir uns aber überzeugen, daß nicht nur im Melilith die Pflöckstruktur sich dem Auge leicht entziehen, sondern daß der Nephelin häufig eine ähnliche Mikrostruktur aufweisen kann. Gerade die letztere dürfte leicht dazu verleiten, in der Mitte des Präparates Nephelin für Melilith zu halten, wo öfters dem ersteren eine randliche Begrenzung mangelt.

Aus den Diskussionen, welche sich über das Wesen der Pflöckstruktur früher entsponnen hatten, dürfte sich heute die vorwiegende Ansicht herausentwickelt haben, daß die sichtbare Mikrostruktur als das Resultat eines Umwandlungsvorganges anzusehen sei¹⁾. Hiermit soll nicht in Abrede gestellt sein, daß die Mikrostruktur primär und potentiell zum Wesen des Meliliths gehöre.

Die sonst in vielen melilithführenden Gesteinen auftretende Gelbfärbung des fraglichen Minerals ist zweifelsohne ein weit vorgeschrittenes Stadium einer Umwandlung, bei welcher, analog der Serpentinisierung des Olivins, eine Imprägnierung mit einem auf chemischem Wege erzeugten Eisenniederschlag (aus der Zersetzung des Magnetits stammend) erfolgt.

Bei den mir vorliegenden Melilithen fehlt nun das Erkennungszeichen der Gelbfärbung gänzlich, d. h. der Melilith ist hier als äußerst frisch anzusehen. Letztere Auffassung findet eben ihre Stütze in dem Umstand, daß die Mikrostruktur bei voller Lichtstärke nicht, dagegen bei abgeblen-

¹⁾ H. ROSENBUSCH und WÜLFING: Physiographie, I, 2, 1905, S. 71 und 72.

detem Licht deutlicher in Erscheinung tritt. Ähnliche Hinweise bezüglich der Frische unserer Melilithe hat bereits GRUBENMANN gegeben¹⁾. Unter solchen Umständen wird es ohne weiteres klar sein, daß nur dort die Melilithe im Schliff augenfällig hervortreten werden, wo sie einen Vergleich mit dem Nephelin und mit dem Kanadabalsam zulassen. Ist dies am Rande öfters der Fall, so nimmt bei den mir vorliegenden Objekten die Möglichkeit nach der Mitte des Präparates ab, weil dort die Melilithe häufig eingeklemmt liegen zwischen den höher lichtbrechenden Augiten. Bei sehr undeutlich oder erst randlich erscheinender Pflöckstruktur wird naturgemäß gegenüber den augitischen Nachbarn die Randstruktur verwischt werden. Blenden wir nun den Lichtkegel durch Senken des Polarisators ab, so wird die Mikrostruktur ebenso in Erscheinung gebracht, wie dies beim Vergleich zweier Medien mit geringer Differenz im Brechungsquotienten hinsichtlich ihrer Berührungskanten stattzuhaben pflegt.

Unter solchen Gesichtspunkten möchte ich den von GRUBENMANN gegebenen Hinweis dahin auffassen, daß das Auffinden und Identifizieren des Meliliths in unserem Basalt eines sorgfältigen Suchens bedarf.

Wäre dagegen der Nephelin so untergeordnet vorhanden wie STELZNER meint, dann müßte gerade er das schwer aufzufindende Mineral sein.

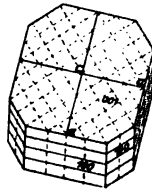


Fig. 1. Ideales Spaltstück n. 001.

— basale Spaltrisse
 prismatische Spaltrisse

Wird nun durch vorherige Beschreibung eine gewisse Bestätigung für die Auffassung erbracht, daß es sich bei der sichtbaren Pflöckstruktur des Meliliths um das Resultat eines mehr oder minder weit vorgeschrittenen Umwandlungsvorganges im Sinne ROSENBUSCHS handele, so möchte ich daraus noch einen weiteren Schluß ziehen.

¹⁾ a. a. O. S. 19.

Zur kristallographischen Charakteristik des Melilith gehört die Spaltbarkeit, einerseits nach der Basis (001), welche mikroskopisch allein als solche sichtbar ist in Tafeln $\parallel c$ geschnitten. Andererseits eignet diesem Mineral eine niemals sichtbare Spaltung nach dem Prisma (110). Letztere muß theoretisch in Vertikalschnitten senkrecht stehen auf der basalen Spaltbarkeit. In Skizze 1 ist das Spaltensystem des Melilith schematisch dargestellt. Nun will mir scheinen, daß für den Umwandlungsvorgang die prismatischen Spaltrisse (punktirierte Linien) die Leitrichtung abgeben, also die Pflöckstruktur zunächst nichts anderes bedeuten mag, als die durch den Umwandlungsprozeß in Erscheinung gebrachte prismatische Spaltbarkeit.

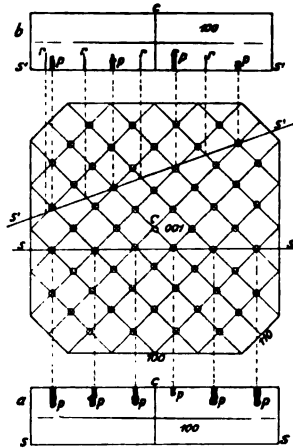


Fig. 2. Schema der prismatischen Spaltbarkeit.

a) Schnitt $\parallel c$ und a ($s-s'$) b) Schnitt $\parallel c$ und $\angle a$ ($s'-s'$)

p = Pflöcke

r = Risse

Die unsichtbaren, aber vorhandenen Spaltrisse nach 110 müssen sich auf der Basisfläche schneiden (Fig. 2 Mitte). Wird nun den zersetzenden Agentien an den potentiellen Spaltrissen der Weg gewiesen, so treffen sie an den Schnittpunkten zweier Risse vier dort zusammenstoßende Kanten der benachbarten Spaltblättchen. Jede der 4 Kanten (senkrecht zur Zeichenebene verlaufend) wird rascher zerstört werden als eine Fläche. So müssen an Stelle der durch Kreischen in der mittleren Figur angedeuteten Kreuzungspunkte zylindrische

Kanäle entstehen. Legen wir einen Schnitt genau parallel zu einer a -Achse $= s-s$ (Fig. 2 unten), so können entweder, wie hier angenommen, nur Kreuzungspunkte oder nur Einzelrisse getroffen werden. Erstere müssen sodann auf dem Längsschnitt als Zylinder, Schläuche, Keulen etc., die Risse dagegen als einfache Linien erscheinen. Ein zwischen beiden Möglichkeiten gelegener Fall ist in dem Schnitt (Fig. 2 oben) angenommen, der sich mit einer a -Achse endlich schneidet $s'-s'$. Hier müssen sowohl Hohlräume als Risse im Querschnitt erscheinen, auf denen die Imprägnation durch Eisenlösungen erfolgen und die Gelbfärbung erzeugt werden kann.

Bei unserem Basalt ist nicht nur letzteres Stadium der Zersetzung nicht erreicht worden, sondern wir müssen unseren Melilith als frisch bis leicht angegriffen bezeichnen.

Bei Olivin erfolgt auf Spaltrissen (bezw. von ihnen ausgehend) die sekundäre Bildung des Serpentin; bei Melilith dagegen diejenige von Zeolithen, wofür sich schon früher eine Reihe von Forschern bezüglich der Erklärung der Pflöckstruktur ausgesprochen haben.

Nun kennen wir aber in Eruptivgesteinen die Zeolithbildung als ein häufiges Zersetzungsprodukt aus basaltischen Gläsern. Warum sollte bei dem Melilith nicht während seines Aufbaues aus dem Magma primär in Richtung der prismatischen Spaltbarkeit eine Trennung der einzelnen Spaltblättchen durch Glassubstanz möglich sein? —

Diese Auffassung deckt sich übrigens mit der von ROSENBUSCH gegebenen Deutung der Pflöckchen als Glas, d. i. amorph erstarrter Teile des Gesteinsmagmas.¹⁾ Beginnt die Umwandlung der Glassubstanz in Zeolithe, so muß diese ihren Weg von den Flächen 001 bzw. 00 $\bar{1}$ nach der Mitte der Längsschnitte nehmen.

Obige Erklärung des Umwandlungsvorganges erfährt hiermit folgende Modifikation: Nicht sind es die Spaltrisse als solche, welche in Erscheinung gebracht werden, sondern die zwischen den einzelnen Spaltblättchen lamellar eingeschalteten glasartigen Substanzen. Bei gänzlich frischen Melilithen werden diese als isotrope Interpositionen sich zu erkennen geben, aber dann auch nur mit besonderen Hilfsmitteln sichtbar werden²⁾. Bei dem endgültigen Stadium der Umwandlung können schließlich schuppige Aggregate entstehen.

¹⁾ a. a. O. S. 71.

²⁾ Daß sich auf den isotrop bleibenden Basisschnitten isotrope Lamellen nicht sichtbar machen lassen, ist selbstredend.

Nachdem wir uns nun davon überzeugt haben dürften, daß bei absolut frischen Melilithen das Kriterium der Pflöckstruktur sich leicht der Beobachtung entziehen kann, so wird es auch nicht unwahrscheinlich, daß man früher, nachdem einmal der Melilith als solcher bekannt war, ihn leicht mit Nephelin verwechseln konnte, sofern man sich auf jenes Merkmal zu sehr verlassen wollte¹⁾.

Ist die negative Doppelbrechung beiden Mineralien gemeinsam wie in vorliegendem Gestein, so kann nur der verschiedene Wert jener optischen Konstanten einen Anhaltspunkt zur Unterscheidung abgeben. Daß aber bei dicken Präparaten diese feinen Unterschiede in der Doppelbrechung weniger deutlich in Erscheinung treten möchten, ist nicht in Abrede zu stellen. In sehr dünnen Schliffen lassen bekanntlich die Melilith-Schnitte $\parallel c$ oft keine Doppelbrechung mehr erkennen. Sie fallen gerade dann durch ihre tief dunkelblauen Töne zw. gekreuzten Nicols sofort auf. Je dicker der Schliff, desto mehr nähern sich die Interferenzfarben des Melilith denjenigen des Nephelin und der Unterschied wird weniger deutlich.

Der Dünnschliff Nr. 24²⁾ aus der Fueßschen Sammlung, auf welchen sich STELZNER bezieht, liegt mir vor. Derselbe zeichnet sich durch große Dicke aus, und der Melilith ist daher recht schwer zu erkennen.

Die Autorität STELZNERS und der von ihm zitierten Forscher ZIRKEL und LANG lassen an sich eine Bestätigung dafür, daß das vorgenannte Präparat reichlich Melilith enthalte, als überflüssig erscheinen. Auf Grund der Bilder, welche mir aus meinen neusten Präparaten entgentreten, komme ich zu dem Ergebnis, daß die Grundmasse des größten Teiles unserer Basalte besteht aus: Augit, Nephelin mit Melilith und Magnetit (etc. vergl. S. 246).

Nach STELZNERS Charakteristik der Grundmasse würde das Eruptivgestein des Wartenbergs unter die Reihe der eigentlichen Melilithbasalte zu stellen sein.

Daß dies aber nicht richtig ist, wird schon durch die Stellung dargetan, welche ROSENBUSCH dem Gestein gegeben hat, nämlich in der Reihe der Nephelin-Melilithbasalte, womit gesagt ist, daß der Melilith nicht mehr als ein Hauptgemeng-

¹⁾ Gibt die Pflöckstruktur auch in den weitaus überwiegenden Fällen ein gutes Erkennungszeichen ab, so kann ich dieselbe doch nicht für unter allen Umständen sicher halten.

²⁾ a. a. O. auf S. 241 dieser Arbeit.

teil aufzufassen sei, sondern als ein charakteristischer Übergangsteil. Zu einer solchen Einreihung berechtigt aber nicht nur das relativ zu geringe Mengenverhältnis des Melilith gegenüber dem Nephelin, sondern auch der Kieselsäuregehalt $= 36 - 38\%$ ¹⁾, der für reinen Melilithbasalt zu hoch wäre. STELZNER erwähnt den „Schliff Nr. 24“ als ihm zur Untersuchung überlassen, woraus ich entnehmen zu sollen glaube, daß ihm Handstücke vom Wartenberg bei Geisingen nicht vorgelegen haben. Wie leicht konnte ein Präparat von Devin bei „Wartenberg“ in Böhmen (Melilithbasalt)²⁾ als von unserem Wartenberg stammend angesehen werden! — Bei der auffälligen Verschiedenheit in dem Habitus des Nr. 24 gegenüber meinen Dünnschliffen erscheint die Möglichkeit eines Versehens in nicht zu weite Ferne gerückt.

Eine weitere Bestätigung hierfür darf ich STELZNERS Arbeit über den Elbenberg-Basalt in Hessen entnehmen, den er den melilithhaltigen Nephelin-Basalten des Hegau zur Seite stellt.³⁾ Hiermit wird also die Ausscheidung der letzteren Gesteine als eine besondere Gruppe anerkannt. Der Wartenberg-Basalt ist aber auf Grund der mineralogischen Charakteristik des fraglichen Präparates dem Typus der Schwäbischen Alb-Basalte, d. i. den eigentlichen Melilithbasalten, eingereiht. Sämtliche spätere Veröffentlichungen dagegen verweisen unseren Basalt in die Gruppe des Hegau und Randen, woraus indirekt sich ergeben dürfte, daß der Schliff No. 24 nicht unserem Wartenberg entstammen kann, da er nur untergeordnet Nephelin enthält (nach STELZNER).

Die Serie von 20 Schliffen, die mir zur Untersuchung dienten, setzt sich zusammen:

1. Aus dreien von durch Verfasser im Herbst 1905 gesammelten Handstücken.

2. Aus 12 Stücken, die mir durch die Liebenswürdigkeit des Herrn Professors Dr. E. WÜLFING zur Verfügung gestellt wurden.

3. Aus 5 Schliffen von Material, welches mir durch gütigen Freundschaftsdienst im letzten Frühjahr übersandt wurde.

In meiner früheren Arbeit über den Wartenberg unterschied ich drei Stellen anstehenden Basaltes: Schloß-, Ruinen- und Spitzkopf-Basalt.

¹⁾ Tabelle: Analyse II.

²⁾ Elemente etc. S. 375, Analyse V.

³⁾ N. Jahrb. Min. 1883, I, S. 205.

Ferner wurden dort getrennt behandelt: Abhangsschutt vom SO.-Hange (Rothlauben) und kleine Aufschlüsse am Nordhang (s. Kartentafel).

Soweit nun die Fundorte der WÜLFINGSchen Handstücke (bezw. Präparate) mit den meinigen sich als die gleichen feststellen lassen, ergibt sich folgende überraschende und übereinstimmende Tatsache;

1. Melilithführend:

Ruinen-, Nordhang- und Spitzkopf-Basalt.

2. Melilithfrei:

Schloß- und Rothlauben- (SO) Basalt.

Bevor wir auf die Unterschiede jener beiden Basaltarten eingehen, wollen wir mit der Besprechung der einzelnen Gemengteile der ersteren Art, als der Hauptmasse, fortfahren.

Perowskit.

Seitens der früheren Autoren wurde einstimmig als besonders auffallende Tatsache hervorgehoben, daß der Wartenbergbasalt sich durch seine Spärlichkeit an Perowskit auszeichne. — Meine neusten Präparate bestätigen diese Erscheinung. Sie gilt mir aber gleichzeitig als eine weitere Stütze für meine obigen Angaben, daß wir den Melilith nicht mehr als völligen Vertreter des Nephelin ansehen dürfen. Wäre letzteres der Fall, so wäre unser Basalt mit seinem geringen Perowskit-Gehalt als ein Unikum unter den melilithführenden Gesteinen anzusehen. Meines Erachtens steht die Menge des Perowskit in ganz normalem Verhältnis zu derjenigen des Melilith. Die Auffälligkeit besteht also nur gegenüber den eigentlichen Melilithbasalten. Die Randengesteine führen weit reichlicher Perowskit aber auch entsprechend mehr Melilith. Während dort letzterer sehr häufig als Einsprengling bezeichnet werden muß, bildet er am Wartenberg ausschließlich einen Grundmassengemengteil; daß überdies der Perowskit noch an den Einschlüssen in dem Melilith teilnehmen dürfte, können wir durch GRUBENMANN als erwiesen erachten.

Augit.

Er bildet denjenigen Gemengteil, welchem der Löwenanteil an der mineralogischen Zusammensetzung zufällt. Von den zwei Generationen, in denen er auftritt, ist die ältere (intratellurische) gekennzeichnet durch die reichlichen größeren Einsprenglinge von meist idiomorpher Begrenzung. Sie er-

weisen sich durchweg als Titanaugite mit dunklen Farbtönen (braun bis violettblau) und lassen ausgezeichnet die Sanduhrstruktur erkennen. Die sehr große Bisektrix-Dispersion von fast 2° [im Maximum auf dem prismatischen Anwachskegel $m = 110$, $c : c_p < c : c_v^1$) und $\rho > v^2$] weist auf einen relativ hohen Gehalt an Alkali hin.

Die von GRUBENMANN angeführten Schwankungen in den Auslöschungsschiefen (an ein und demselben Individuum) von 8° beziehen sich auf die Verschiedenheit jener optischen Konstanten für Kern und Anwachskegel. Nahezu den gleichen Wert (sogar bis 9°) habe ich als Maximalunterschied in den Auslöschungsschiefen gefunden:

	$c : c_p$	$c : c_v$	$c : c_v - c : c_p$
Kern (K)	$59^\circ 15'$	$60^\circ 30'$	$1^\circ 15'$
Pyramide (s)	51°	$52^\circ 20'$	$1^\circ 20'$
Prisma (m)	$59^\circ 50'$	$61^\circ 20'$	$1^\circ 30'$

Die Zugehörigkeit der jüngeren Augite der Grundmasse, welche meist in länglichen Täfelchen erscheinen, zu der Art der Titanaugite wird indirekt erwiesen durch die Möglichkeit, bei fortgesetzter Behandlung mit Salzsäure das Gesteinspulver völlig in Lösung bringen zu können. Diese Zersetzbarkeit durch Säure eignet allein dem Titanaugit³⁾ — Pleochroismus fehlt gänzlich. Eine 14stündige Behandlung mit verdünnter kochender Salzsäure hatte über 80 Proz. des Pulvers in Lösung gebracht. Der noch ungelöste Augit wurde bei weiterer Behandlung völlig zerstört.

Bei einem weiteren Versuch wurde das Gesteinspulver zunächst von der Hauptmenge der in HCl löslichen Kieselsäure befreit und der Rückstand nun mit ziemlich starker Salzsäure gekocht. Mittels des ausgewaschenen und im Luftbade bei 110° getrockneten Rückstandes, wurden Präparate in Öl hergestellt. U. d. M. sind die ungelösten Bestandteile zum größten Teil isotrop und geringer lichtbrechend als das Öl, dessen Brechungsexponent dem Kanadabalsam fast gleichkommt. Es handelt sich also wohl um ungelöste Kieselsäure. Da einige dieser Individuen schwache Doppelbrechung erkennen lassen, so dürfte vielleicht Opal-Bildung vorliegen. Einzelne Perowskite, wenig Augite und Olivine waren noch vorhanden, welche sich jedoch bei weiterer $1\frac{1}{2}$ stündiger Behandlung in

¹⁾ AL. SIGMUND, in: Tschermaks Min. Pet. Mitt. XV, 1896, S. 375.

²⁾ Physiographie I, 2, 1905, S. 210.

³⁾ EDW. C. E. LORD: Basalte des Fichtelgebirges. Heidelberg 1894.

starker Säure lösten. Die Ölpräparate zeigten nunmehr einige dunkelbraune, stark lichtbrechende Körnchen von oktaedrischem bis unregelmäßigem Querschnitt. Dieser verbliebene Rückstand wurde der Kali-Salpeter-Schmelze unterworfen: der wäßrige Auszug zeigte eine deutliche Gelbfärbung. Bei völliger Abwesenheit von Eisen, kann diese Farbe nur als von Chrom herrührend gedeutet werden.

Chromit (Picotit?) dürfte somit als nachgewiesen gelten.

GRUBENMANN gibt diesen Gemengteil vermutungsweise und optisch nicht mit Sicherheit feststellbar an, und zwar deutet auf ihn der Chrom-Gehalt der Analyse. Mikroskopisch scheint er sich in der Tat, vielleicht infolge der massenhaften opaken Magnetitkörnchen, der Beobachtung zu entziehen. Gelegentlich der chemischen Besprechung werden wir noch ergänzend auf den Chromit zurückzukommen haben.

Im übrigen bedürfen die früheren GRUBENMANNschen Besprechungen des Augits, des melilithführenden Gesteins, keines Zusatzes.¹⁾

Olivin.

Er erscheint durchweg in einer Generation und herrscht als Einsprengling gegenüber dem spärlicher in intratellurischer Ausbildung auftretenden Pyroxen.

Wie schon eingangs erwähnt, ist er von seltener Frische; die meist nach $\infty P \infty$ (100) und $\infty P \infty$ (010) getroffenen Querschnitte sind im allgemeinen idiomorph begrenzt bei wechselnden Farben-Tönen von einem bläulich-weiß bis zu orange- bis rotgelb. Die Spaltrisse sind meist gut wahrnehmbar, selbst solche nach OP (001).

Korrosionserscheinungen in größerem Maßstabe treten vorzugsweise in dem Basalt des NO-Hanges (Spitzkopf) auf, woselbst öfters nur die eine Kristallhälfte erhalten geblieben und die Grundmasse so weit eingedrungen ist, daß der Olivin-Rest jene wie eine Klammer umfaßt, ohne selbst aber die geringsten Anzeichen von Zersetzung erkennen zu lassen. Eine Serpentinisierung macht sich überhaupt nur an bereits angewitterten Handstücken geltend, die aus Leseblöcken geschlagen sind.

Die Winkel der optischen Achsen sind von einer Größe, daß selbst bei senkrecht zur spitzen Bisektrix geschnittenen Individuen eine Messung mit den gewöhnlichen Hilfsmitteln nicht zugänglich ist. Selbst bei Anwendung von Methylenjodid waren die Achsenaustritte in der Diagonalstellung gegen die

¹⁾ H. ROSENBUSCH: Elemente der Gesteinslehre, S. 375 c.

Nicol-Hauptschnitte nicht ins Gesichtsfeld zu bringen. Der Wert jenes Winkels liegt zwischen 89° und 92° . Bei dem positiven Charakter und der kleineren Dispersion für rote Strahlen ($\rho < \nu$) dürfte ein Olivin mit einem FeO-Gehalt von höchstens 10% vorliegen. Die hohe Widerstandsfähigkeit des Olivins gegen Säure deutet auf einen noch geringeren Eisengehalt hin. Bei der besprochenen Lösung des Gesteinspulvers in verdünnter Salzsäure waren nach 9 stündiger Behandlung noch Olivine sichtbar (75% des Pulvers waren bereits gelöst), die nach weiteren 5 Stunden gänzlich zersetzt waren.

Die von KALKOWSKY¹⁾ und späteren Autoren häufig gerade in den Randenbasalten nachgewiesenen Durchkreuzungszwillinge nach $P \propto (011)$ haben sich auch hier bestätigt gefunden; daneben stellt sich Zwillingbildung nach $\frac{1}{2} P \propto (012)^2)$ ein.

Bezüglich der weiteren Gemengteile (vergl. S. 246) verweise ich auf GRUBENMANNs Ausführungen.

Der melilithfreie Basalt (Schloß und Rothlauben).

Dieser unterscheidet sich von den anderen nicht allein durch das Fehlen des Melilith und Perowskit, sondern durch seinen abweichenden Habitus überhaupt.

Die Grundmasse besteht aus Augit, Nephelin mit Magnetit und Apatiten; letztere erreichen stellenweise solche Dimensionen, daß man sie fast zu den Einsprenglingen rechnen kann. Lange schmale Leisten, meist terminal gerade endigend, lassen die Querabsonderung schön erkennen. Der Pyroxen ist hier in zweierlei Varietäten vorhanden. Der Titanaugit herrscht auch hier und zeigt gegenüber demjenigen in dem melilithhaltigen Basalt gleiches optisches Verhalten. Daneben lassen sich in der Grundmasse zahlreiche Augitschnitte erkennen, deren Tafelform meist gedrungener ist, und welche durch lichtere Farben auffallen. Während die intratellurischen Individuen der Titanaugite meist nur geringe Dimensionen haben, erreichen diejenigen der anderen Pyroxenart Größen, die gegen die der Olivineinsprenglinge nicht zurückstehen, und sind öfters schwach korrodiert. Ihre Farben zwischen $\times N$ sind blaugrau bis schmutzig-graugelb bei oft konzentrisch-schaligem Bau. Die kaum zu erkennende schwache Bisektrix-Dispersion und Auslöschungsschiefe 40 bis 45° ($c:c^3$) und $b = b$ deutet auf diopsidischen Augit

¹⁾ Zeitschr. f. Kryst. X, 1885, S. 17.

²⁾ RINNE: Sitz. Ber. Ak. Wiss. Berlin 46, 1889, S. 1011.

³⁾ Physiographie I, 1905, S. 209.

hin. Dementsprechend läßt sich das Gesteinspulver nicht völlig durch HCl in Lösung bringen, sondern zerfällt in einen löslichen und einen aufzuschließenden Teil. Der Kieselsäuregehalt aus dem Mittel dreier Bestimmungen ergab 40,35%, womit der optische Befund eine gewisse Bestätigung erfahren dürfte.

Was den Olivin anbetrifft, so ist er im wesentlichen in beiden Basaltarten als gleichgeartet zu bezeichnen, nur läßt sich der Winkel der optischen Achsen als etwas kleiner feststellen, so daß ich einen Eisengehalt bis zu 13% annehmen darf. Zwillingsbildungen nach 011 scheinen ganz zu fehlen, solche nach 012 dagegen sind stellenweise vorhanden.

Es erscheint notwendig, daß wir hieran anschließend auf meine Bemerkung in der früheren Arbeit¹⁾ zurückkommen, hinsichtlich der rostroten Färbung des Klippenbasaltes am Spitzkopf (NO-Hang). GRUBENMANN schreibt diese rostrote Rinde²⁾ der Zersetzbarkeit des Olivins zu. Hiergegen spricht jedoch die Widerstandsfähigkeit unseres Olivins gegen Säure und die sie bedingende Eisenarmut. Wenn für diese rote Rinde der Olivin verantwortlich zu machen wäre, weshalb sollte diese Erscheinung nicht auch an den anderen, den Verwitterungseinflüssen ausgesetzten Basalten des Wartensbergs in Erscheinung treten? — Ich halte meine damalige Auffassung heute aufrecht, wonach die fragliche Verwitterungserscheinung lediglich von den Eisenoolithen herrühre, welche sich wie eine Schale um den eigentlichen Basalt herumlegen. Gerade während oder nach frisch fallendem Regen tritt die rote Eisenfärbung am deutlichsten zutage, und in der Trockenis fallen die Eisenkügelchen aus ihren Hohlräumen, während der Olivin auch hier im Inneren des Basaltkernes seine große Frische bewahrt.

Glimmer (Biotit).

Derselbe ist, analog den früheren Beschreibungen, auch in meinen sämtlichen Präparaten in wechselnden Mengen vorhanden. Er bildet den einzigen Gemengteil, welcher quantitativ und qualitativ in unseren beiden Basaltarten identisch vertreten ist, meist in Lappen oder schuppigen Aggregaten. Magnetit bleibt an Menge hinter der des melilithhaltigen Gesteins zurück.

Solchen, eine deutliche Sprache redenden Hinweisen gegenüber, dürfte kaum ein Zweifel mehr obwalten, daß sicher-

¹⁾ ROSENBUSCH-Festschrift 1906, S. 255.

²⁾ a. a. O., S. 18.

lich wenigstens ein Teil des Gesteins vom Schloß und Rothlauben (SO-Hang) als ein melilithfreier Nephelinbasalt anzusprechen sein dürfte.

Durch letzteres Ergebnis findet meine frühere Behauptung ihre Bestätigung, daß der Basalt des SO-Hanges ein Denudationsprodukt des Schloßbasaltes sei.¹⁾

Bezüglich der kleinen Aufschlüsse am N-Hang wird dagegen dargetan und später noch näher besprochen werden, daß ihre Basalte gegenüber meiner früheren Vermutung nur bedingtermaßen demjenigen des Schloßparkes zugehörig aufgefaßt sein wollen.

Der Spitzkopfbasalt erfordert eine eigene eingehende Besprechung. Einen Schliff hiervon könnte man leicht als einem kristallinen Kalk entstammend ansehen, wenn nicht in dem Karbonatmosaik einzelne magmatische Felder erhalten wären. Ein zweites Präparat aus demselben Handstück, senkrecht zu ersterem geschnitten, zeigt nur zur Hälfte Karbonatentwicklung. Die an beiden Objekten erhalten gebliebene magmatische Grundmasse erweist sich als völlig identisch mit derjenigen der übrigen melilithführenden Basalte des Wartebbergs. Einzelne Einsprenglinge von Augit und Olivin haben ihre idiomorphe Begrenzung bewahrt, sind aber bis ins Innere hinein völlig in Karbonate umgewandelt, so daß wir hier füglich von Pseudomorphosen von Karbonaten nach den betreffenden Silikaten sprechen können.

Wenn aber schon jene beiden Mineralien der gänzlichen Metamorphosierung zum Opfer fallen konnten, wie viel mehr müssen wir dies für den Melilith erwarten?

In den Grundmasseresten fallen einzelne rechteckige isotrop bleibende Kristalldurchschnitte auf, die ich für Melilithquerschnitte halten möchte. STELZNER und GRUBENMANN heben gerade das häufige Vorkommen der länglich rechteckigen Querschnitte im Wartenbergbasalt hervor.

Ferner sind einige Individuen vorhanden, welche nach ihrer randlichen Begrenzung den Längsschnitten des Melilith entsprechen. Parallel den Längskanten, ist deutlich je ein scharfer Spaltriß zu erkennen, und bei gesenktem Polarisator tritt eine sehr verwischte Mikrostruktur auf, welche große Ähnlichkeit mit derjenigen des Melilith hat. Bei $\times N$ fallen jedoch die hohen Interferenzfarben, wie sie den Karbonaten eigentümlich sind, auf, sodaß es auf optischem Wege ebenso wenig möglich wäre, die Identifizierung des Melilith durch-

¹⁾ E. BECKER: a. a. O. (Festschrift).

zuführen, wie bei den Augiten und Olivinen, falls eine randliche Begrenzung ausbleiben würde.

Dagegen verleiht die Tatsache, daß um die fraglichen Längsschnitte zahlreiche Perowskite sich scharen, der Auffassung eine Stütze, daß auch dieser Basaltteil Melilith geführt habe, der einer Umwandlung anheim gefallen sei.

Die Schiffe vom Spitzkopfbasalt weisen nun vielfach drusenartige Partien mit divergent strahlig gestellten, spiesigen Mineralausfüllungen auf, welche ich für Zeolithe halten möchte. Daß bei der äußerst spärlich auftretenden Glasbasis in unserem Basalt die Zeolithbildung z. T. vielleicht aus Melilith entstanden sei, dürfte nach früher Gesagtem nicht von der Hand zu weisen sein.

LEOP. v. BUCH bezeichnete bei Besprechung seines Positionen-Fundes¹⁾ den Basalt des NO-Hanges als Gang. Der gleichen Auffassung begegnete ich in Notizen des Herrn Professor WÜLFING gelegentlich seiner Studien über die Basalte des Hegau und Randen, welche unveröffentlicht geblieben sind, und mir zur Einsicht gütigst überlassen wurden.

Bezüglich dieses von mir unter dem Namen „Spitzkopfbasalt“ behandelten magmatischen Teiles muß ich mich der Auffassung anschließen, daß es sich um eine intrusive (Gang-) Erscheinung handeln dürfte, die gegenüber den beiden Eruptionsschlotten eine geologische Sonderstellung einnimmt.

Die starke Imprägnierung mit Karbonaten und die in meiner früheren Arbeit besprochenen Kontakterscheinungen an den Eruptionsbreccien des Spitzkopfbasaltes²⁾ sind geeignet, sich gegenseitig zu ergänzen, und zwar zu der Erscheinung einer exomorphen Kontaktwirkung im Verein mit einer endomorphen. Mit Rücksicht auf dieses Phänomen konnte eine Prüfung nicht unterlassen werden, mit welchen Arten von Karbonaten wir es bei den umgewandelten Gemengteilen zu tun haben. Die Untersuchung u. d. M. erbrachte bei dem völligen Mangel an Spaltrissen und Zwillingslamellen den Verdacht, daß vorzugsweise Dolomitspat ($\text{Ca Mg C}_2\text{O}_6$) vertreten sei. Die verschiedene Licht- und Doppelbrechung der Karbonatgebilde gegeneinander deutete auf mindestens zweierlei Arten hin.

Das feingepulverte Gestein wurde in der Kälte mehrmals mit schwacher Essigsäure behandelt, bis eine Kohlensäure-

¹⁾ LEONH. Jahrb. 1832, S. 224. E. BECKER, in dieser Zeitschrift 57, 1905, Briefl. Mitteilungen S. 454.

²⁾ a. a. O. S. 236.

Reaktion selbst bei gelindem Erwärmen nicht mehr stattfand. Dieselbe Pulverprobe wurde, nach sorgfältigem Auswaschen, mit verdünnter Salzsäure übergossen. Während in der Kälte eine Reaktion ausblieb, stellte sich eine solche bei gelindem Erwärmen lebhaft ein. Diese Behandlung wurde auf dem Wasserbade bei mäßiger Dampfentwicklung fortgesetzt, bis auf Zusatz von neuer Säure keine Reaktion erfolgte. Letztere trat erst deutlich wahrnehmbar ein, nachdem durch Erwärmen auf offener Flamme nahezu Siedetemperatur erreicht war.

Dieser Versuch ergibt die Anwesenheit von Kalzit $[\text{CaCO}_3]$, Dolomit $[\text{CaMgC}_2\text{O}_6]$ und Magnesit $[\text{MgCO}_3]$ ¹⁾.

Nach Behandlung des Schliffes mit verdünnter Essigsäure zeigte sich in den umgewandelten Einsprenglingen ein Teil der Karbonate ausgelaugt; in dem Pyroxen am wenigsten, in dem Olivin fast ganz. Die restierenden Karbonate des ersteren erweisen sich zunächst als Dolomit, neben dem noch einzelne Individuen mit starkem Relief sich abheben (Magnesit).

Die bei dem Olivin verbliebene Karbonatbildung möchte ich wegen ihrer hohen Licht- und Doppelbrechung ebenfalls für Magnesit halten.

Es ergibt sich somit, daß der Pyroxen nur zum geringsten, der Olivin dagegen zum größten Teil zu Kalzit umgewandelt war.

Auch abgesehen von den Einsprenglingen, zeigt das Gesteinspräparat nach der Essigsäure-Einwirkung zahlreiche Lücken an Stelle des einstigen Kalzits, während einige, gut begrenzte Individuen durch ihre hohe Licht- und Doppelbrechung für Magnesit anzusprechen sein dürften.

Diejenigen Gemengteile unseres Basaltes, welche die Lieferanten der für die Karbonatbildung erforderlichen, stofflichen Bestandteile darstellen, sind Augit, Olivin und Melilith. Letzterer wird nach früheren Erfahrungen meist in faserige Aggregate umgewandelt, die infolge ihrer ziemlich hohen Doppelbrechung für Zeolithe gehalten werden. Nebenbei muß er aber bei seiner leichten Angreifbarkeit durch Säuren Kalk und Magnesia abgeben, die bei Anwesenheit von vulkanischen CO_2 -Dämpfen zu Karbonaten gebunden werden.

Der Olivin liefert bekanntlich in den meisten Fällen Kalzit und nur untergeordnet Magnesit. (Verdrängungspseudo-

¹⁾ Kalte verdünnte Essigsäure zerstört den Kalzit völlig. Dolomit und Magnesit werden von jener Säure nicht angegriffen, von Salzsäure dagegen ersterer bei gelindem und letzterer bei starkem Erwärmen. Wir besitzen mithin in dieser Methode eine Möglichkeit, die drei kohlen-sauren Mineralien nebeneinander nachzuweisen, falls die optischen Merkmale im Stiche lassen. Vergl. L. MILCH: Centrbl. Min. 1908, S. 505.

morphosen).¹⁾ Die Hauptmenge des nachgewiesenen Dolomitspates müssen wir daher auf Kosten des Pyroxen setzen, welcher als Titanaugit im Mittel 11 Proz. MgO enthält.

In vielen Fällen ist die Kalzit-Bildung in Eruptivgesteinen auf Infiltration²⁾ aus benachbarten, kalkreichen Gesteinen zurückzuführen. Im vorliegenden Falle glaube ich jedoch, daß bei der Umbildung eine Zufuhr von außen an Kalk und Magnesia in das Magma nicht notwendig angenommen werden muß, da ja die oben angeführten drei Gemengteile genügende Mengen jener Elemente (bezw. Verbindungen) als Silikate in sich bergen zur Bildung der entsprechenden Karbonate.

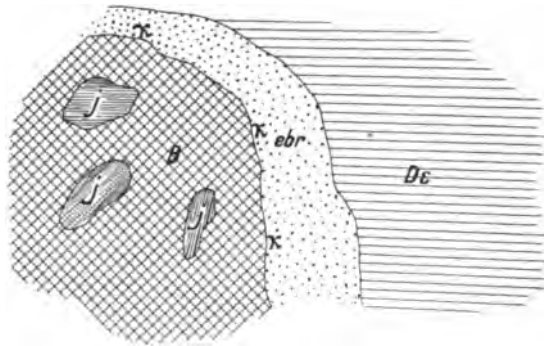


Fig. 3. Kontakt am Spitzkopfbasalt.

J = Juraeinschlüsse ebr = Eruptionsbreccie
 B = Basalt k = - kontaktmetamorph
 Dε = Dogger-Epsilon

Bezugnehmend auf die Besprechung der Kontaktverhältnisse am Spitzkopfbasalt³⁾ in meiner früheren Arbeit, erinnere ich daran, daß von dem magmatischen Kern nach außen gehend, folgende Reihenfolge besteht: (Textfig. 3) Basalt (B) mit jurassischen Einschlüssen (j), dann Eruptionsbreccie (ebr) und außen Schichten des oberen Dogger (Dε).

Bezüglich der Breccie konnten wir wahrnehmen, daß am Kontakt mit dem Basalt ein kristallines Kalkzement besteht, das nach außen zerreiblich, grusig wird.

Die vorzugsweise tonig entwickelten, durchbrochenen Dogger-Schichten können für den Ausgangspunkt einer Kalk-

¹⁾ ROSENBUSCH: Physiographie I, 2, 1905, S. 101 und 158.

²⁾ Physiographie, I, 2, 1905, S. 101.

³⁾ ROSENBUSCH-Festschrift, S. 256.

imprägnation nicht in Anspruch genommen werden, da sie überdies von dem Basalte getrennt sind durch die Eruptions-Breccien. Letztere weisen eine Mächtigkeit von 0,50 m im Maximum auf, von der kaum die Hälfte durch das Magma zur kristallinen Modifikation übergeführt wurde.

Wir haben aber gesehen, daß das Magma an dieser Stelle als intrusiv zu betrachten sei, d. h. ohne an den Tag gelangt zu sein.

Die CO₂-haltigen Thermalldämpfe konnten somit nicht in die Atmosphäre entweichen. Die von dem Magma beim Empordringen an den Wänden der Spalte bzw. des Hohlraumes vorgefundene (jurassische) Eruptionsbreccie bestand bereits in ihrem Zement aus Kalzit (event. auch Dolomit). Bei der Herbeiführung des kristallinen Zustandes aus dem amorphen wird meines Erachtens hauptsächlich das nötige Kristallwasser nebst etwas Kohlensäure den Thermalldämpfen entzogen, während die Hauptmenge letzterer Säure bei dem Mineralaufbau des erstarrenden Magmas beteiligt sein muß.

Nun zeigen sich augenfällig gerade die intratellurischen, d. h. die in vulkanischer Tiefe gebildeten und emporgetragenen Gemengteile karbonatisiert. Die vom flüssigen Magma absorbierte Kohlensäure verdrängt aus den Silikaten die Kieselsäure und bindet Kalk und Magnesia zu deren Karbonat-Verbindungen. Da keinerlei Quarzbildung in unseren Präparaten festzustellen ist, so dürfte die freigewordene Kieselsäure zu sekundärer Bildung von kalkhaltigen Silikaten Verwendung gefunden haben, womit vielleicht für die reichliche Zeolithbildung eine Erklärung gegeben wäre.¹⁾

Früher wurde bereits hervorgehoben, daß die Karbonat-Gemengteile die sonst für die Diagnose des Kalzits so charakteristische Zwillingsstreifung vermissen lassen, deren Entstehung von STELZNER²⁾ als Ergebnis einer Druckwirkung gedeutet wurde. Das gänzliche Ausbleiben dieses Charakteristikums möchte ich als einen Hinweis ansehen, daß die Erstarrung des Spitzkopfbasaltes ohne Druckerscheinungen vor sich gegangen sei.

Daß es sich bei der besprochenen Karbonatisierung nicht um eine Folge der Verwitterung handelt, wird erwiesen durch die Erhaltung des Idiomorphismus der umgewandelten Einsprenglinge.

¹⁾ Ein Teil der Zeolithe wäre demnach als Umwandlungsprodukte (nicht im Sinne einer Verwitterung) des Melilith, ein anderer als sekundäre Neubildung anzusehen.

²⁾ Bemerk. über Gesteine des Altai in CORTA: Der Altai, Leipzig 1871, S. 57 der Sonderabdrücke.

Es erübrigt noch, die kleinen Basaltaufschlüsse am Nordhang ins Auge zu fassen, von denen ich nach ihrer topographischen Lage früher schließen zu sollen glaubte, daß sie eine tiefere Fortsetzung des Schloßbasaltes seien.

Der mikroskopische Befund zeigt aber jene Basaltteile mit Melilith erfüllt, während er den Präparaten des Schloßbasalts (wie der Perowskit) gänzlich mangelt.

Letztere Präparate sind jedoch dem nach Süden gekehrten Rande des Schloßbasalt-Gebietes entnommen, während die Basalt-Aufschlüsse am Nordhang ca. 400 m in horizontaler Richtung nordwärts gelegen sind.

Mit Ausnahme des Süd- und Südostrandes ist aber der Schloßbasalt durch Kunstanlagen völlig der Beobachtung entzogen.

Der Ruinenbasalt stellt sich als ein melilithführender Nephelinbasalt dar und desgleichen derjenige der Aufschlüsse des Nordhanges.

Es wäre als eine höchst sonderbare Erscheinung anzusehen, wenn nun der Schloßbasalt ein gänzlich anderes Magma, d. h. ein reiner Nephelinbasalt, wäre, wie es durch die von dort stammenden Präparate für die betreffende Stelle scheinbar dargetan wird. Die Vermutung liegt vielmehr nahe, daß die durch die Kunstbauten dem Blick entzogenen Hauptmassen des Schloßbasaltes ebenfalls als melilithführendes Gestein sich erweisen dürften, in das Nachschübe von reinem Nephelinbasalt mit höherer Azidität erfolgt seien, von denen am Südrande gerade ein Teil der Beobachtung zugänglich ist.

So ungewiß die Stützpunkte sein mögen für meine zuvor gegebene Auffassung hinsichtlich des Schloßbasaltes, zumal der Beweis für das Vorhandensein eines melilithführenden Teiles sich auf rein negativen Anzeichen aufbaut, so gerechtfertigt scheint mir doch der Rückschluß aus den melilithfreien Teilen zu sein.

Weit gesuchter und unwahrscheinlicher dürfte der Schluß sein, den man aus den melilithfreien Präparaten ziehen wollte, der ganze Schloßbasalt bestehe aus Nephelinbasalt. Dann wären die räumlich noch nicht um 100 m getrennten Schlotbasalte des Wartenbergs als gänzlich verschiedene Magmen aufzufassen.

Wie sollte sich aber dann die Melilithführung der kleinen Basaltaufschlüsse des Nordhanges erklären lassen, die ihrer Lage nach nicht dem Ruinen-Zylinder, sondern dem Schloßbasalt zuzugehören scheinen? —

Für jene bliebe nur noch die Möglichkeit offen, sie mit dem Gang am Spitzkopf in Verbindung bringen zu wollen,

wofür aber die topographischen Verhältnisse keine Anhaltspunkte liefern. Die in meiner früheren Arbeit angedeutete Vermutung, daß nicht weit unter der Spitze des Wartenbergkegels ein gemeinsamer lakkolithartiger Massenbasalt liege, von dem die heute zutage ausgehenden Schlote (bezw. Gang) ihre Ausgangspunkte genommen haben dürften, wird durch meine neuerlichen Feststellungen in keiner Weise alteriert.

Auf Grund des mikroskopischen Befundes wollen wir kurz zusammenfassen:

1. Die Wartenbergbasalte, welche an drei Stellen die Dogger-Formation durchbrochen bzw. intrusiert haben, bestehen ihrer Hauptmasse nach aus melilithhaltigem Nephelinbasalt.

2. Neben diesem ist reiner Nephelinbasalt mit 40 Proz. SiO_2 vorhanden, über dessen quantitatives Verhältnis gegenüber der anderen Gesteinsspezies, leider aus erwähnten Gründen ein sicheres Urteil sich zu bilden, vorläufig unmöglich gemacht wird.

Auf die Fragen, die genetische Beziehung der beiden Basaltarten betreffend, werden wir an anderer Stelle noch zurückzukommen haben.

Der stoffliche Bestand unseres melilithhaltigen Basaltes ergibt sich aus der GRUBENMANNschen Analyse (I d. Tabelle) und der neusten (II), welche Herr Professor M. DITTRICH die Freundlichkeit hatte auszuführen. Die Probe zu dieser wurde dem Ruinenbasalt entnommen; daß jene Analyse sich ebenfalls auf das melilithhaltige Gestein bezieht, ergibt sich aus der allgemeinen Übereinstimmung, sowohl mit der neusten vom Wartenberg als auch mit derjenigen Analyse, welche Herr Dr. PAUL-Sidney in seiner soeben erschienenen Dissertation ausgeführt und niedergelegt hat. Sie betrifft einen Melilith-Nephelinbasalt von Tasmanien und ist zum Vergleich hier beigelegt (III).

Während die Differenz von 1,5 Proz. Kieselsäure zwischen I und II ohne Belang sein dürfte, läßt der absolute Wert von 38 Proz. SiO_2 die Stellung, welche dem Wartenberg-Basalt in der Systematik zuerkannt werden muß und wurde, als völlig gerechtfertigt erscheinen.

In den Beträgen für Eisen ($\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$) und Al_2O_3 liegt die alleinige Übereinstimmung. Für MgO ist mit 15 Proz. (II) der mittlere Wert bei der in Betracht kommenden Gesteinsspezies erreicht, wofür GRUBENMANN (I) den außerordentlich hohen Betrag von 18 Proz. angibt, der selbst den Durchschnittswert für Melilithbasalte und Alnöite übersteigt.

Der neuerdings festgestellte Kalk (CaO) kommt allerdings denjenigen der Melilithtypen nahe, muß aber bei der bestehenden Azidität unseres Gesteins auf besondere Verhältnisse zurückzuführen sein, da der Melilithgehalt zu gering ist, um hierfür allein verantwortlich gemacht werden zu können.

Daß überhaupt der Kalkgehalt nicht einen Rückschluß zuläßt, welcher Spezies eines der in Rede stehenden basaltischen Gesteine zugehören möchte, ergibt sich aus dem Umstand, daß ja die Nephelinbasalte (ohne Melilith) bis zu 15 Proz. CaO führen, während andererseits dieser chemische Bestandteil bei den melilithhaltigen Nephelinbasalten bis zu 10 Proz. sinken und wieder bis 16 Proz. steigen kann, wie die beigelegte HILLEBRANDSche Analyse (IV) beweist. Bei der großen Frische der zur Analyse (II) verwendeten Probe (CO_2 ist nicht vorhanden) muß der hohe Wert für Wasser wohl auffallen. Es wäre nicht undenkbar, daß die reichlich nachgewiesenen Zeolithbildungen, die auch makroskopisch auf Drusen am Ruinenbasalt häufig sind, wie GRUBENMANN schon hervorhob, den Überschuß an Wasser bedingen möchten¹⁾. Dieser im Verein mit den relativ hohen Werten für SiO_2 und CaO läßt sich vielleicht aus der Konstitution jener wasserhaltigen Kalksilikate erklären.

Der Alkali-Gehalt von noch nicht 3 Proz. (zusammen) kommt dem HILLEBRANDSchen (IV) gleich. Überhaupt zeigt letztere Analyse eine außerordentliche Übereinstimmung mit der DITTRICHschen (II). Die größte und meines Erachtens bedeutungsvollste Verschiedenheit liegt jedoch in den abweichenden Resultaten für TiO_2 und Cr_2O_3 in II, III und IV gegenüber denjenigen in Analyse I.

Von vornherein mußte der von GRUBENMANN gefundene Wert von 8,38 Proz. TiO_2 befremdend erscheinen.

Dieser stoffliche Bestandteil kann nur geliefert werden von folgenden Mineralien:

1. Titanaugit,
2. Perowskit,
3. Ilmenit,
4. Titaneisenglimmer.

Da unsere Pyroxene des melilithhaltigen Basaltes, von dem in diesem Abschnitt allein die Rede sein kann, durchweg dem Titanaugit angehören, so darf ein hoher Gehalt an

¹⁾ Wir sehen, daß die Zeolithbildung keineswegs als Maßstab für den Grad der Verwitterung eines Gesteins gelten kann. Diese Mineralien können also auch lokal entstehen, und das Gestein im übrigen seine frische Konstitution bewahren. Vergl. auch meine Dissertation: Der Roßbergbasalt bei Darmstadt, Halle 1904, S. 65.

TiO₂ des ganzen Gesteins immerhin zu erwarten sein. Bei allen uns bekannten Augit-Analysen¹⁾ wird als Maximalwert für TiO₂ (bei 100 Proz. Augit-Substanz) noch nicht 4 Proz. erreicht. Nehmen wir an, daß der Augit 80 Proz. unseres Gesteins ausmache, welche Zahl sicherlich zu hoch gegriffen ist, dann wäre dennoch ein TiO₂-Gehalt von 8,38 Proz. kaum zu rechtfertigen.

Der Perowskit ist in unserem Gestein zu gering an Menge, um den aus dem Augit stammenden TiO₂-Gehalt bedeutend erhöhen zu können. Selbst wenn wir den unwahrscheinlichen Betrag von 1 Proz. TiO₂²⁾ auf Kosten des Perowskit setzen wollten, so entfielen auf den anderen Gemengteil immer noch über 7 Proz.

Ilmenit ist weder durch Vorgang noch durch meine neuesten Untersuchungen nachgewiesen worden.

Für die Möglichkeit, daß der vorhandene Biotit ein Titaneisen-Glimmer sein möchte, könnte vielleicht die nelken- bis krappbraune Farbe sprechen. Bei dem Mangel einer kristallographischen Begrenzung ist eine Entscheidung auf optischem Wege nicht zu erbringen. Geben wir einmal selbst jene Möglichkeit zu, so wäre dennoch der zitierte TiO₂-Gehalt zu hoch zu nennen.

Der gleiche Zweifel trifft für den von GRUBENMANN angegebenen Cr₂O₃-Gehalt (= 2,90) zu.

Die Bringer dieser chemischen Verbindung sind der von mir nachgewiesene Chromit (Pikotit?) und event. der Augit, für dessen Chromführung sich GRUBENMANN ausgesprochen hatte.

Der Chromit wurde vom Verfasser quantitativ zu etwas mehr als 1 Proz. festgestellt. Zu diesem Zwecke wurde eine abgewogene Menge des Gesteinspulvers so lange mit HCl behandelt, analog dem früheren Verfahren, bis alle Augite und Olivine zerstört waren. (Nachweis durch die erwähnten Ölpräparate). Der Rückstand wurde sodann in Methylenjodid (sp. Gw. = 3,2) eingetragen, um die ungelöste Kieselsäure von dem Chromit zu trennen, der schwere Rückstand getrocknet, gewogen und durch die Salpeter-Schmelze identifiziert. Der gefundenen Chromit-Menge gegenüber muß der von DITTRICH festgestellte Cr₂O₃-Gehalt von 0,05 Proz. schon für auffallend

¹⁾ HINZE: Mineralogie, Leipzig 1897, Tabellen S. 1104f.

²⁾ Die Analyse des Melilithbasaltes vom Hochbohl b. Owen weist bei seiner großen Menge an Perowskit nur 0,64 Proz. TiO₂ auf, vgl. ROSENBUSCH: Elemente, Nr 4, S. 375.

gering angesehen werden, umsomehr aber der GRUBENMANNsche Wert von 2,9 Proz. als unmöglich erscheinen.

Für die Unterstellung, daß unser Augit Chrom enthalte, liefert indessen die neueste Analyse keinerlei Stützpunkte. Die HINZESchen Tabellen tun ferner dar, daß die Augite mit höchstem Titangehalt des Chroms entbehren, während bei denjenigen mit weniger als 1 Proz. TiO_2 , das Cr_2O_3 , falls überhaupt anwesend, im Maximum den Wert 0,6 Proz. erreicht. Wäre wirklich Chrom im Augit vorhanden, so müßte es zusammen mit dem aus dem Chromit entstammenden Teil für das ganze Gestein einen Betrag von 1,2 Proz. (im Maximum) ergeben, wenn wir für Chromit 50—60 Proz. Cr_2O_3 (nach M. BAUER) annehmen¹⁾. Der außerordentlich geringe Betrag an Cr_2O_3 (DITTRICH) deutet jedoch darauf hin, daß wir es mit einem sehr chromarmen Chromit zu tun haben und somit Pikotit kaum vorliegen dürfte.

Die HILLEBRANDsche Analyse sowie die PAULsche (Cr_2O_3 fehlt oder nicht nachgewiesen?) zeigen bezüglich der Titan- und Chrom-Gehalte die gleichen Resultate wie die DITTRICHsche.

Ähnliche Bedenken, wie sie für die GRUBENMANNschen Analysen des Wartenbergs hinsichtlich der beiden letzt besprochenen Bestandteile Platz greifen, dürften sich auch auf die übrigen der Randen- und Hegau-Basalte erstrecken, obwohl der TiO_2 -Gehalt infolge der reichlicheren Perowskit-Führung jenen des Wartenbergs übertreffen muß.

Mit einer gewissen Beruhigung darf ich hier die widerlegenden Ergebnisse bezw. Zweifel niederlegen, nachdem Herr Professor GRUBENMANN auf meine schriftliche Anfrage die Liebenswürdigkeit hatte, zu bestätigen, daß er dieselben anerkennen geneigt sein möchte.

Betonen muß ich, daß mit Vorbedacht die Bausch-Analyse (II) erst nach Abschluß aller übrigen Untersuchungen in Auftrag gegeben wurde, um nicht durch vorherige Kenntnis ihrer Resultate sich zu vorgefaßter Meinung verleiten zu lassen²⁾.

Nach ROSENBUSCH sind die eigentlichen Melilithbasalte stofflich charakterisiert durch ihre Neigung zur Verwitterung und durch leichtes Gelatinieren.

¹⁾ 1 Proz. Chromit ergibt bei 50 Proz. Cr_2O_3 -Gehalt = 0,5 Cr_2O_3
 1 Proz. - - - 60 Proz. Cr_2O_3 -Gehalt = 0,6 Cr_2O_3
 Titanaugit mit Maximalwert = 0,6 Cr_2O_3

Gesamtbetrag f. d. Gestein mithin = 1,1—1,2 Proz. Cr_2O_3

²⁾ Auch meine Anfrage bei Herrn Professor GRUBENMANN erfolgte vor Ausführung der Analyse.

Unser Basalt dagegen zeichnet sich durch seine hervorragende Frische aus, selbst bei den der Verwitterung ausgesetzten Teilen. Seine Fähigkeit zu gelatinieren, kann nach meinen sorgfältig angestellten Vergleichsversuchen nicht eine wesentlich größere genannt werden, gegenüber den Nephelinbasalten. Das Ergebnis meiner optischen und chemischen Partial-Untersuchungen wird durch die neueste Bauschanalyse vollauf bestätigt.

Zusammenfassung.

Die Basalte des Wartenbergs, soweit sie melilithführend sind, dürften ziemlich in der Mitte stehen zwischen den eigentlichen Melilith- und den Nephelinbasalten, während ich die Basalte des Hegau und des Randen ersterem Typus näher zu stellen geneigt bin, allerdings nur auf Grund des petrographischen Befundes.

Geographische und genetische Beziehungen zwischen Nephelin- und Melilithbasalten.

Überblicken wir die geographischen Lagen der tertiären, vulkanischen Produkte Südwest-Deutschlands, so macht sich eine Trennung in dreierlei Hauptgruppen bemerkbar, wobei wir uns hier nur auf die in Rede stehenden Nephelin- und Melilith-Typen bzw. deren Zwischenglieder beschränken wollen.

Von den Nephelinbasalten des Kaiserstuhls ab gerechnet, ist dieser Typus der alleipige Vertreter unserer basaltischen Gesteine, zunächst innerhalb des südlichen Schwarzwaldes (nordwärts bis etwa zum Kinzig-Tale gerechnet).

In dem ganzen Einsenkungsgebiet zwischen dem SO-Rande letzteren Gebirges bis zu dem NW-Rande der Schwäbischen Alb und ihren südwestlichen Fortsetzungen begegnet uns keine selbständige basaltische Eruptionsstelle.

Erst mit Eintritt in das Jura-Gebiet des Randen stellt sich dort und an dem fast N—S verlaufenden westlichen Bruchrande des Hegau-Einsenkungsfeldes diejenige Gruppe basaltischer Eruptionen ein, welche petrographisch als Nephelinbasalte mit reichlicher Melilithführung eine selbständige Gesteins-Spezies bilden.

Wenden wir uns nun demjenigen Eruptionsgebiet zu, das im Herz der eigentlichen Alb ein Areal von ca 600 qkm

zwischen Reutlingen — Weilheim — Münsingen mit Urach als Mittelpunkt bedeckt, so finden wir in der überwiegenden Mehrheit die typischen Melilithbasalte neben einigen wenigen Vertretern der anderen Basaltgruppe.

Die gleiche Kontinuität, wie sie hinsichtlich der Abnahme der Azidität, bedingt durch die allmähliche Zunahme des Melilith, zwischen den polar entgegengesetzten Basaltarten statthat, findet ihren Ausdruck in der geographischen Aufeinanderfolge in Richtung West—Ost.

Eine solche Erscheinung sollte das Werk
eines blinden Zufalls sein und nicht in einer
Gesetzmäßigkeit begründet liegen? —

Das Ergebnis meiner bisherigen Besprechungen, daß wir am Wartenberg neben dem melilithführenden Typus einen solchen von reinem Nephelinbasalt haben, scheint mir nicht ohne Bedeutung zu sein.

Hinsichtlich ihrer genetischen Beziehungen lassen sich drei Möglichkeiten ins Auge fassen:

1. Der ganze Schloßbasalt bestehe aus Nephelinbasalt.

Dann wäre dieser Teil als der Mittelpunkt einer Eruption anzusehen, welche in Schlotform von einem in der Tiefe liegenden Kern eines gleichen Magmas ihren Ausgang genommen habe. Eine dort erfolgte Differentiation des Magmas könnte die melilithhaltigen Gesteine der Ruine, des Nord- und Nordosthanges erzeugt haben, welche somit als Faziesbildung aufzufassen seien (also gleichen Alters).

2. Die beiden Magmen könnten unabhängig voneinander zum Durchbruch gelangt sein; dann wären beide Eruptionen notwendig zeitlich voneinander zu trennen.

Eine solche Unterstellung dürfte jedoch bei der zu geringen räumlichen Entfernung der Basaltstellen (über Tag) untereinander kaum eine Rechtfertigung finden.

Auch zu der Annahme unter 1. liegt heute noch wenig Anhalt vor, da, wie wir früher gesehen haben, die derzeitigen Proben von Nephelinbasalt zu gering an Zahl sein dürften, um den ganzen, unsichtbaren Schloßbasalt für melilithfrei zu erklären.

3. Der melilithhaltige Basalt könnte schließlich noch als eine Injektion in den anderen, dann aber älteren, sich erweisen, wozu jedoch die beiden Gesteinsarten im Kontakt miteinander sich finden lassen müßten.

Nach allen dem Auge sich darbietenden Erscheinungen möchte ich der letzteren Möglichkeit die größere Wahrscheinlichkeit zuerkennen.

Würde hier und an anderen Melilithbasalten der Nephelinbasalt als Injektion nachgewiesen werden, dann wäre hiermit ein wertvoller Hinweis auf die Altersbeziehungen beider Magmen geliefert. Der Umstand, daß in dem Urach-Gebiet inmitten der massenhaften Melilithbasalt-Eruptionen z. B. der Eisenrüttel bei Gäschingen¹⁾ als melilithfreies Gestein auftritt, scheint mir die Möglichkeit in nicht zu weite Ferne zu rücken, daß die beiden Magmen in enger genetischer Beziehung stehen möchten.

An vielen Lokalitäten selbständiger Basalteruptionen können wir in deren engerer Umgebung gangartige Begleiterscheinungen nachweisen, welche sowohl Sedimente als auch Eruptivgesteine durchsetzen. Wenn also unsere beiden verschiedenen Magmen in nächster Nähe zur Eruption gelangt sind, warum sollten sie sich nicht auch gegenseitig durchdringen können? —

Durchtrümpert der Nephelinit den Nephelinbasalt, so sind beide Gesteinsarten leicht makroskopisch durch ihre verschiedene Korngröße voneinander zu unterscheiden. Melilithbasalt, melilithhaltiger und -freier Nephelinbasalt dagegen unterscheiden sich in frischem Zustande durch keinerlei makroskopische Merkmale, und hierin möchte ich den Grund erkennen, weshalb bis jetzt jene Basaltarten im Kontakt miteinander noch nicht gefunden worden sind.

Da nun bekanntlich zur stofflichen Eigenart der eigentlichen Melilithbasalte ihre leichte Verwitterungsfähigkeit gehört, so glaube ich, daß uns hierin ein makroskopisches Merkmal an die Hand gegeben sein möchte. Es wäre daher angezeigt, in den Gebieten der eigentlichen Melilithbasalte, in deren nächster Umgebung Nephelinbasalt ansteht, sei es in Gang- oder Kuppenform, darauf zu achten, ob in dem sonst angewitterten Gestein sich für das Auge auffällig frische Partien zeigen. Von dort wären die Handstücke zu entnehmen behufs mikroskopischer und chemischer Untersuchung.

Weit schwieriger gestaltet sich der Fall, wenn Nephelinbasalte mit wenig oder ohne Melilith im Kontakt miteinander stehen, da diese beiden Spezies weder in frischem noch in verwittertem Zustande makroskopische Unterschiede aufweisen werden.

¹⁾ Physiographie II, 1896, S. 1262.

In anderer Hinsicht tritt bei dem Vergleich der drei Gesteinspezies eine merkwürdige Erscheinung entgegen:

Nicht nur in dem von uns enger begrenzten Teil des südlichen Schwarzwaldes, sondern auch nord- und nordostwärts bis in den Odenwald hinein finden wir die Nephelinbasalte gebunden an älteres kristallines Gebirge, an paläozoische und mesozoische Formationen mit wenig oder fehlendem Kalkgehalt. Kommt dort überhaupt einmal der Melilith vor, dann ist er ein untergeordneter Gemengteil, der auf die stoffliche Beschaffenheit des Gesteins ohne alterierenden Einfluß bleibt.

Der Melilith wird dagegen zu einem integrierenden Gemengteil, sobald wir in das Gebiet des kalkreichen Jura eintreten und wird zu einem Hauptgemengteil unter fast völliger Verdrängung des Nephelin speziell in dem mehrere hundert Meter mächtigen Weiß-Jura (Urach-Gebiet) mit überwiegendem Kalkgehalt.

Angesichts solcher Verhältnisse, wie sie nun in dem besprochenen Gebiet Südwestdeutschlands einmal liegen, kann man leicht zu der Unterstellung versucht sein, daß gerade durch die kalkreichen Sedimentformationen die Melilithbildung bei Erstarrung eines Magmas begünstigt werde, während die älteren kristallinen Gebirge und die Sedimente bis zur Trias¹⁾ (einschließlich) nicht die notwendigen Ingredienzien zu liefern vermöchten.

Der Umstand jedoch, daß die sonstigen bekannten melilithhaltigen Gesteine, einschließlich der Alnöite auf kristallinen Schiefen, Graniten, Eläolithsyeniten, Kreidesandstein und Keuper²⁾ etc. aufsetzen, scheint sich einer Beziehung in dem obigen Sinne zwischen Magma und durchbrochenem Sediment entgegenstellen zu wollen. —

Setzt heute ein junges Eruptivgestein z. B. auf Granit auf, so ist damit noch nicht erwiesen, daß bei seinem Aufsteigen als Magma vortertiäre Sedimente gefehlt haben. Vor wenig Jahren noch hatte man das Recht anzunehmen, daß bei der Eruption des Katzenbuckel-Magmas (im Odenwald) alle jüngeren Sedimente bis auf den Buntsandstein bereits denudiert gewesen seien. Die Feststellung der Jura- und Muschelkalk-Reste³⁾ dortselbst hat eine andere Auffassung gezeitigt.

¹⁾ Im Muschelkalk ist mir kein melilithhaltiger Basalt bekannt.

²⁾ Hohenberg b. Bühl i. Westfal. E. RINNE, Sitz.-Ber. Akad. Wiss. Berlin 1891, S. 971.

³⁾ W. SALOMON, Centralbl. Min. 1902, S. 651—656. Weshalb sollte der Basalt des Hohenberges bei seinem Ausbruch nicht Jura vorgefunden haben?

Um also die von mir ausgesprochene Vermutung widerlegen zu können, müßte erst einwandfrei bewiesen sein, daß bei Auftreten der melilithhaltigen Magmen, soweit sie heute nicht in kalkigen Sedimenten aufsetzen, letztere vorher der Abtragung zum Opfer gefallen seien.

Abgesehen von den besprochenen Vorkommen Südwestdeutschlands, befinden sich die meisten europäischen, in welchen der Melilithgehalt Einfluß auf den stofflichen Gesteinsbestand gewinnt, an Stellen, welche eine Hauptvereisung über sich ergehen lassen mußten. Wenn also der Odenwald, der doch, wenn überhaupt, nur ganz minimal unter dem Zeichen glazialer Kräfte gestanden haben dürfte, bis in die untere Trias denudiert werden konnte, unter Erhaltung der jungvulkanischen Produkte, wie viel leichter konnte die nordische Vereisung in Skandinavien (Alnö) in der Sächsischen Schweiz und Lausitz¹⁾ einer Denudation bis auf den ältesten Granit, ja selbst bis auf die kristallinen Schiefer Vorschub leisten? —

Die Hypothese, die sich für mich aus solchen Verhältnissen ergibt, ist folgende:

Die Annahme erscheint nicht unberechtigt, daß die Bildung melilithhaltiger Eruptivgesteine durch von ihren Magmen durchbrochene Sedimente von vorzugsweise kalkiger Natur wesentlich begünstigt werden möchte.

Stehen eigentliche Melilithbasalte im Dogger an, so müßte zunächst die Frage beantwortet werden, ob sie nicht durch Erosion aus dem Malm isoliert seien, wie ich dies für die Basalte des Wartenbergs in meiner früheren Arbeit dargetan habe²⁾.

Zweifellos eröffnen sich aus dem Vergleich der besprochenen drei Basaltspezies Südwestdeutschlands Ausblicke, deren weitere Verfolgung als wünschenswert bezeichnet zu werden verdient.

Die zuvor ausgesprochenen Mutmaßungen und insbesondere die Hypothese muß ich freundlichst bitten, in des Wortes strengstem Sinne auffassen zu wollen und entschieden mich verwahren, damit „Sätze“ aufstellen zu wollen, für deren feststehende Begründung das mir zu Gebote stehende Vergleichsmaterial keineswegs ausreichend sein kann.

¹⁾ Dies sind die wesentlichen Provinzen melilithhaltiger Gesteine in Europa von größerer lokaler Verbreitung.

²⁾ ROSENBUSCH-Festschrift. III. Abschnitt.

Dem vergleichenden Studium in Hinsicht auf die genetischen Beziehungen der drei Basaltarten untereinander das Wort geredet zu haben, sollte der Zweck dieses Abschnittes sein.

Zu tiefgefühltestem Dank bin ich verpflichtet: Herrn Geheimen Oberbergrat Professor Dr. ROSENBUSCH für die Anregung zu den vorstehenden Untersuchungen, für mannichfachen Rat und wertvolle Winke; Herrn Professor Dr. E. WÜLFING-Danzig für Überlassung seines umfangreichen einschlägigen Materials und Herrn Professor Dr. M. DITTRICH-Heidelberg für die freundliche Ausführung der Analyse.

Analysen-Tabelle.

	I	II	III	IV
Si O ₂	36,53	38,06	36,17	37,96
Ti O ₂	8,38	2,96	2,15	2,93
Al ₂ O ₃	9,91	9,97	11,88	10,14
Cr ₂ O ₃	2,90	0,05	—	0,08
Fe ₂ O ₃	3,84	5,59	11,37	3,69
Fe O	6,01	5,78	4,17	7,59
Mn O	—	Spur	—	0,22
Mg O	18,10	15,06	14,22	14,69
Ca O	10,31	15,22	11,54	16,28
Na ₂ O	3,06	1,81	5,38	2,18
K ₂ O	1,60	0,94	2,07	0,69
Ni O + } Co O }	—	0,75	—	0,04 (NiO)
P ₂ O ₅	Spur	0,57	0,84	1,13
H ₂ O	—	3,55 ¹⁾	—	1,82
CO ₂	Spur	—	—	—
	100,65	100,31	99,79	99,44 + 0,23 + 0,39 hygrosk. H ₂ O = 100,13
Sp. G.	2,987	3,077	3,147	3,150

- I. ausgeführt von GRUBENMANN, a. a. O. S. 20, 1886, Wartenberg.
 II. - - M. DITTRICH, Herbst 1906.
 III. - - FRED. P. PAUL-Sidney, Dissert., Heidelberg 1906.
 (Melilith-Nephelinbasalt von Shannon Tier bei Hobart Tasmanien.)
 IV. - - W. J. HILLEBRAND, U.S. Geological Survey, Bull. No 168. 63. (Nephelin-Melilithbasalt 3 Mls SW von Uvalde, Texas, U.S.A.)

¹⁾ Einmal als Glühverlust und einmal direkt (nach PENFIELD).

11. Untersuchungen über einige südafrikanische Diamantenlagerstätten.

Von Herrn R. Beck in Freiberg in Sachsen.

Hierzu 4 Textfig. u. Taf. X—XIII.

Im Februar und dann wieder im Oktober des Jahres 1898 überbrachte Herr G. TRÜBENBACH, der damalige Hauptbesitzer von Newlands Diamond Mine bei Barkly West der Freiburger Lagerstättensammlung ein ungewöhnlich interessantes Material von Belegstücken, von denen Dubletten gleichzeitig an Herrn Professor T. G. BONNEY gelangt waren. Später ergänzte Herr Dipl. Bergingenieur W. GRAICHEN, der seit 1898 bis zum Burenkrieg Betriebsleiter in Newlands war, diese Sammlung um noch einige weitere wertvolle Stücke. Leider war ich damals so sehr mit anderen Arbeiten überhäuft, daß ich nur ein paar kurze Mitteilungen über diese Funde zu bringen vermochte¹⁾, während inzwischen Herr Professor BONNEY²⁾ ausführlicher darüber geschrieben hatte.

Später hat endlich Herr W. GRAICHEN³⁾ nach der Rückkehr von Afrika seine Erfahrungen über die Newlands Mine in einem Aufsatz niedergelegt, der indessen auf die Petrographie nur wenig eingeht.

Trotz dieser schon vorhandenen Literatur waren die für die Erklärung des gesamten Diamantenvorkommens sehr bedeutungsvollen Funde von dieser gegenüber den großen Kim-

¹⁾ R. BECK: Die Diamantlagerstätte von Newland in Griqua-Land West. Zeitschr. prakt. Geol. 1898, S. 163—64. — Derselbe: Neues von den afrikanischen Diamantlagerstätten. Ebenda 1899, S. 417—19.

²⁾ T. G. BONNEY: The Parent-Rock of the Diamond in South Africa. Proceed. Royal Soc. 65, 1899 (1. Juni), S. 223—36. — Derselbe: The Parent-Rock of the Diamond. Geolog. Magaz. Decade IV, VII, Nr 432, S. 246—48, Juni 1900. — Derselbe: Additional Notes on boulders and other rock specimens from the Newlands Diamond Mines, Griqua Land West. Proceed. Royal Soc. 62, Nr 441, 1901 (5. Februar), S. 475 ff.

³⁾ W. GRAICHEN: Die Newlands Diamantminen in Südafrika. Zeitschr. prakt. Geol. 1903, S. 448—52 mit zwei Karten und einem Schachtprofil.

berley-Gruben allerdings nur kleinen und für den Edelsteinmarkt daher minder wichtigen Lagerstätte wenig bekannt geworden. Selbst Spezialisten auf diesem Gebiete kannten noch nicht oder bezweifelten direkt z. B. das Auftreten von Diamantkristallen inmitten der Granat-Diopsidknollen, wie ich mich bei dem ausschließlich den Diamanten gewidmeten Meeting der British Association zu Kimberley im Jahre 1905 durch persönliche Umfrage überzeugte. Der Besuch der südafrikanischen Diamantenfelder bei dieser Gelegenheit hatte übrigens auch bei mir das Interesse für die TRÜBENBACHsche Sammlung von neuem geweckt, auch fand ich endlich Zeit, das Material nach meiner Rückkehr gründlich durchzuarbeiten. Wenn ich hiermit die Ergebnisse dieser Untersuchung veröffentliche, so wollte ich dabei auch eine erwünschte Gelegenheit ergreifen, um die deutschen Geologen auf gewisse Beobachtungen von allgemeinem Interesse hinzuweisen, die wir der rastlosen Arbeit der südafrikanischen Fachgenossen in den letzten Jahren verdanken. Scheint es doch, daß diese Beobachtungen bei uns in Europa wenig bekannt geworden sind, obwohl sich die allgemeine Aufmerksamkeit seit der Auffindung des gefeierten Cullinan-Diamanten wieder von neuem der Geologie dieser Edelsteine zugewandt hat. Hierbei ist es mir eine angenehme Pflicht, den dortigen Grubenverwaltungen für die große Liebenswürdigkeit, mit welcher sie mich bei meinen Blaugrundstudien unterstützten, meinen aufrichtigsten Dank auszusprechen, besonders den Herren von der De Beers Company, deren damaliger Generaldirektor Herr GARDNER WILLIAMS schon seit A. W. STELZNERS Zeit dem Geologischen Institut der Freiburger Bergakademie sein Wohlwollen schenkte. Herr G. TRÜBENBACH, von dem die wertvollen Belegstücke für die Beschreibung von Newlands herrühren, ist leider nicht mehr unter den Lebenden.

I. Allgemeine geologische Verhältnisse von Newlands.

Die Newlands-Grube ist eine jener kleinen zum Teil längst wieder verlassenen Gruben zwischen dem Vaal-Fluß und dem Hart-Fluß in West-Griqualand. Newlands Mine liegt ganz nahe nordöstlich am Hart-Fluß, ungefähr in der Mitte der Entfernung zwischen der Frank Smith Mine im NO und der Borrels Mine und Washington Mine im SW, in NNW von dem kleinen betriebsamen Bergstädtchen Barkly West.

Man trifft häufig Angaben in der Literatur, daß die südafrikanischen Diamantgruben vielfach eine lineare Anordnung besitzen (so z. B. bei W. GRAICHEN a. a. O.). Dies ist nur zum Teil zutreffend. Faßt man auf einer Karte in kleinerem Maßstab die gesamte Gruppe von Vorkommen zwischen den genannten Flüssen nahe deren Zusammenfluß ins Auge, so dürfte eine derartige Gesetzmäßigkeit kaum zu beweisen sein. Vielleicht könnte man zwar von einer Zone von Gruben sprechen, die mit nordwestlichem Streichen von Wesselton Mine bei Kimberley über Barkly West bis zu Borrels Mine am Hart-Fluß hinzieht, aber auf einer Spezialkarte liegen die einzelnen Betriebspunkte doch nicht genau linear. Newlands insbesondere, läßt sich nicht einmal dieser Zone einreihen, sondern fällt etwas weiter nordöstlich von derselben.

Fehlt so im Großen der Nachweis einer gemeinsamen Eruptivpalte, so ist er im Kleinen gerade bei Newlands recht sicher zu erbringen. Denn hier wird die Karroo-Formation und deren Liegendes tatsächlich von einem deutlich nachgewiesenen Kimberlitgang durchschnitten, der lokale stockförmige Erweiterungen von sehr unregelmäßiger Form besitzt. Wir ersehen das aus dem GRAICHENSchen Übersichtsriß, den wir hier abdrucken. Aus den Angaben des eben Genannten und den mündlichen Erläuterungen, die uns früher Herr TRÜBENBACH gegeben hatte, geht folgendes hervor:

Grube Ia und I sind durch einen nur unterirdisch aufgeschlossenen Kimberlitgang verbunden. Dieser setzt unter Tage nach NO fort bis an einen 20—30 m breiten, anscheinend nach OW streichenden Diabasgang, an dem er augenscheinlich eine Verwerfung erfährt. Die Fortsetzung liegt weiter östlich. Hier beginnen die Aufschlüsse in der Richtung nach NO hin zunächst in einem Wasserriß, wo der Kimberlitgang in einer Mächtigkeit von nur 0,3 m bloß liegt und durch einen Schurfschacht bis etwa 9 m in die Tiefe verfolgt werden konnte. In gleichbleibender nordöstlicher Streichrichtung wurde er in bis 0,9 m anwachsender Mächtigkeit alsdann durch drei weitere kleine Schurfschächte und darauf durch Grube II nachgewiesen, die 360 m von jenem Wasserriß liegt. Von hier ab ist der Kimberlitgang größtenteils auf der Oberfläche sichtbar. Dicht hinter der Grube II wird er zwar bis auf 0,3 m Stärke verdrückt, tut sich aber bald bis zu 2—2,5 m Mächtigkeit wieder auf und zeigt sich endlich in Grube III vorläufig zum letzten Male aufgeschlossen. Allerdings hatte man die Vermutung gehegt, daß er im Streichen noch weiter nach NO hin zu verfolgen sein möchte, um vielleicht mit dem

Kimberlit der etwa 20 km entfernten Frank Smith Grube in Verbindung zu treten. Die Form der Kimberlitausstriche dort spricht nicht dagegen. Sie gleicht einer Sanduhr. Der

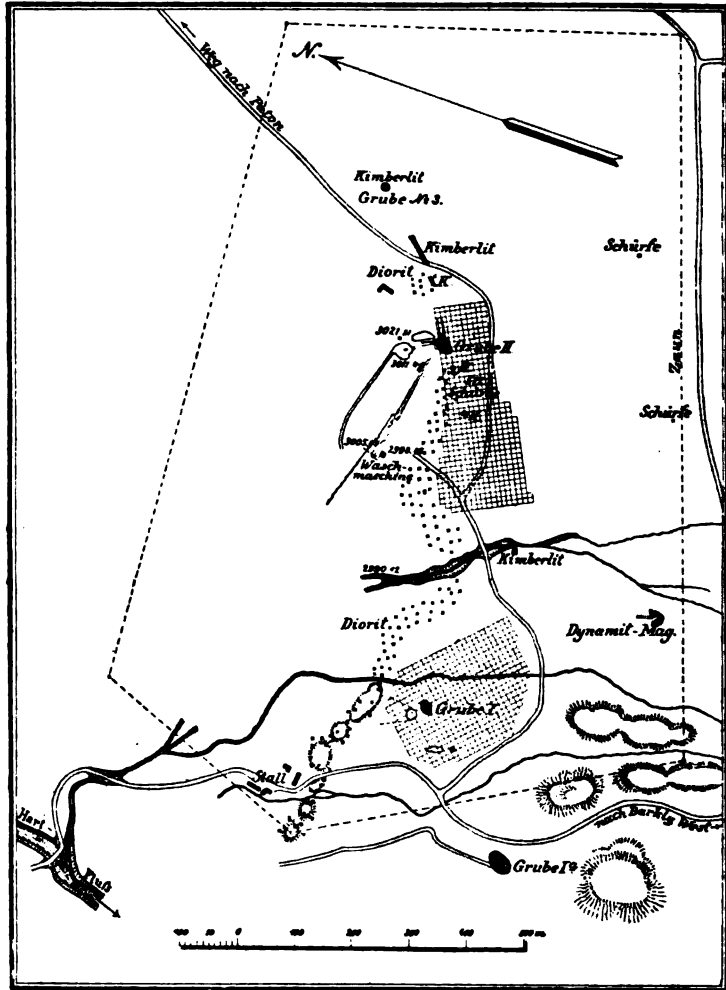


Fig. 1. Lageplan der Newlands Gruben.

nordöstliche Teil ist die eigentliche Frank Smith Grube, der südwestliche, nach Newlands hinweisende Teil die Weltefreden Grube. Die zwischen beiden gelegene Einschnürung ist auch

mit Claims belegt und erwies sich nach W. GRAICHEN sogar reich an Diamanten, sowie an meist länglichen Titaneisenerzknollen von Nuß- bis Kartoffelgröße. Wie wir aus der Beschreibung des Herrn A. MACCO¹⁾ wissen, sendet außerdem die nördliche eigentliche Frank Smith Pipe mehrere weithin zu verfolgende schmale Gänge nach Nordost hin aus.

In derselben Weise hielt man nach der entgegengesetzten Richtung über Schacht Ia hinaus ein Fortstreichen bis zur Borrels Grube für möglich. Lassen wir diese weiteren Fortsetzungen zunächst als hypothetisch bei Seite, so ist doch immerhin bei Newlands ein schmaler Kimberlitgang von der erwähnten Verwerfung abgesehen auf eine Entfernung von etwas über 1000 m nachgewiesen worden.

Hochinteressant ist nun, daß mit diesem an sich wegen seiner Schmalheit nicht bauwürdigen Gang bei Grube II eine stockförmige Kimberlitmasse zusammenhängt. Wenn man den Aufsatz W. GRAICHENS benutzen will, um über diesen Zusammenhang Auskunft zu holen, muß man allerdings zunächst von dem damals herrschenden Irrtum sich frei machen, daß der sog. Bastard Blue ein mit dem Kimberlit verwandtes Gestein sei. Obwohl ich schon im Jahre 1898 Herrn TRÜBENBACH versichert hatte, daß der Bastard Blue, den er mir zur Prüfung übergeben hatte, kein Kimberlit und überhaupt kein Eruptivgestein, sondern ein klastisches Pelitgestein sei, hat man sich doch von der falschen Vorstellung, daß aus dem Bastard Blue schließlich noch der echte Blue werde, nicht abbringen lassen und ist wohl auch bei den Aufschließungsarbeiten dadurch zu Irrwegen verleitet worden. Wenigstens scheint dies aus dem erwähnten GRAICHENSchen Aufsatz hervor zu gehen, der ausführlich von dem eruptiven Charakter dieses Gesteines spricht. Nachdem ich an zahlreichen Stellen Südafrikas das Dwyka Konglomerat kennen gelernt hatte, in dessen klassisch schöne Aufschlüsse im Vryheid Distrikt Natal's ich mit einer Anzahl Teilnehmer der British Association durch die lebenswürdige Führung der Herren Prof. G. A. F. MOLENGRAAFF und W. ANDERSON geleitet worden war, konnte mir die wahre Natur dieses Bastard Blue von Newlands nicht länger verborgen bleiben. Er ist typisches Dwyka und gleicht völlig dem Gestein der schmalen Dwyka Bank, die ich in dem Tagebau der Kimberley Pipe,

¹⁾ A. MACCO: Über die südafrikanischen Diamantenlagerstätten. Vortrag 6. März 1907. Diese Zeitschr. 59, 1907, S. 76.

dort, wo der große Trichter zu den von senkrechten Wänden umgebenen tiefen Schlund sich verengt, von den De Beers-Ingenieuren mir zeigen ließ. Ich komme auf das damit aufgeklärte Profil des Nebengesteins des Newlands Kimberlit noch einmal zurück.

In Grube I hatte man bis zu 90 m Tiefe einen Schacht abgeteuft und trieb dann nach W. GRAICHEN gegen SW, stieß aber bald auf „Bastard Blue“, also auf das Dwyka, welches hier, wie mir der Genannte kürzlich zu schreiben die Freundlichkeit hatte, von zahlreichen Kimberlittrümmern durchzogen war.

Bei Grube II dagegen hatte man früher Kimberlit als stockförmige Masse durch einen Tagebau abgebaut. Später teufte man in 30 m Entfernung von diesem einen Schacht durch die Schichten der Karroo-Formation und deren Liegendes, bis man in 135 m Tiefe auf Kimberlit stieß. Von hier aus trieb man jetzt in der Richtung nach dem Kimberlitstock des Tagebaues. Es zeigte sich, daß der Kimberlit des Schachtes zwar nach S hin sich etwas erweiterte, weiter nach N hin jedoch sich zu einem schmalen Gang verengte, der mit dem Kimberlitstock des Tagebaues in Verbindung stand. Die Kimberlitmasse des Schachtes ging danach direkt d. h. in vertikaler Richtung nicht zu Tage aus. Es zeigte sich das auch bei dem Ausschießen einer Versuchskammer, indem man bei 6 m Höhe in der Firste wieder auf Nebengestein stieß.¹⁾ Auch bei Newlands haben wir also ein Paar von Stöcken, die durch eine Einschnürung getrennt sind, wie bei der Frank Smith Grube, aber bei Newlands hat sich der Kimberlit nur im nordöstlichen Stock bis zur Tagesoberfläche emporarbeiten können, im südwestlichen ist die eruptive Kraft unter einer mächtigen Hülle von älterem Nebengestein erlahmt.

Während wir hier oberflächlich einen Gang und erst in bedeutender Tiefe eine stockförmige Erweiterung haben nachweisen sehen, ist anderwärts auch das Gegenteil bekannt. Die berühmte Kimberley Pipe läßt sich auf der Erdoberfläche mit keinem Gange in Zusammenhang bringen. Erst in größerer Tiefe sah man, wie der Kimberlitschlott sich nach westnordwestlicher Richtung hin zu einem Kimberlitgang zusammenzog, den man im Jahre 1905 auf eine Strecke von 200 m

¹⁾ Herr W. GRAICHEN nannte auch dieses Nebengestein Bastard Blue. Da mir keine Proben von dieser Stelle vorliegen, kann ich den wahren Charakter dieses Gesteins nicht angeben. Dwyka kann natürlich dieser „Bastard Blue“ nicht sein, da die Stelle weit unterhalb von dessen Niveau im Schachtprofil liegt.

verfolgt hatte. Fig. 2, entworfen nach einem Riß, den wir der Freundlichkeit von De Beers Company verdanken, gibt den Grundriß der Abbausohle in 648 m Tiefe und zeigt diese Gangabzweigung sehr deutlich.

Neuerdings hat sich die Zahl der Beispiele solcher Kimberlitgänge, die mit Kimberlitschlöten verbunden sind, stark vermehrt, wie wir namentlich auch aus einem Aufsatz von Herrn Dr. F. W. VOIT¹⁾ wissen. Dieser nennt sogar das Vorkommen der Kimberlitgänge „außerordentlich häufig in Südafrika“ und spricht von der ganz eingebürgerten Praxis der Prospektoren, solchen Gängen, die an sich wertlos sind, zu folgen, um die bauwürdigen „Pipes“ zu finden. Er führt

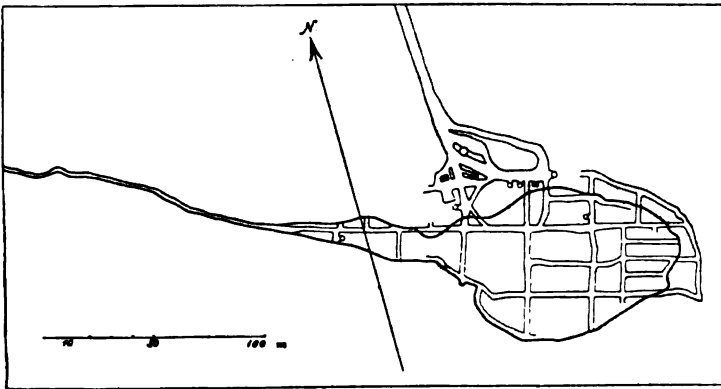


Fig. 2. Grundriß der Kimberley Pipe in 648 m Tiefe.

dann weiter aus: „Die Gänge sind fast immer parallel angeordnet und auf Meilen und Meilen zu verfolgen.“ „Die Anordnung der Pipes dagegen ist, obwohl sie alle auf diesen Gängen liegen (? d. V.) eine durchaus willkürliche ungeordnete, obgleich sie sich meist zu mehreren zusammenfinden.“ „Jedenfalls ist es klar, daß die Pipes, da sie auf den Parallelgängen liegen, späterer Natur sind.“ F. W. VOIT denkt sich die Bildung der Pipes weiterhin wie folgt. Nachdem ein Teil des Kimberlitmagmas in den Gangspalten emporgestiegen sei, müsse dadurch eine weitere Druckentlastung der Magmaherde der Tiefe bewirkt worden sein. Dies habe

¹⁾ F. W. VOIT: Über das Vorkommen von Kimberlit in Gängen und Vulkan-Embryonen. Zeitschr. prakt. Geol. 1906, S. 382, und 1907 (im Druck).

den eingeschlossenen Gasen und Dämpfen Gelegenheit zur Entwicklung gegeben. Die plötzliche Ausdehnung derselben wirkte explosiv, und viel stürmischer als bei der früheren Spaltenfüllung wurde jetzt Magma nach oben gedrängt, den Linien des geringsten Widerstandes folgend, die naturgemäß größtenteils in den von vielleicht noch nicht gänzlich erstarrtem Kimberlit erfüllten Gangspalten liegen mußten. Die so gebildeten Explosionsröhren erreichten nach diesem Autor die Erdoberfläche nicht, sondern hoben höchstens die obersten Teile der damaligen Erdkruste empor oder drängten sie seitwärts, wie man das von manchen Lakkolithen vermutet hat. Erst die spätere Denudation hat uns die Spitzen dieser Vulkanembryonen bloßgelegt. Dafür spricht nach F. W. VORT die Massenhaftigkeit der Nebengesteinsfragmente, ja die Auflagerung großer Schollen von Nebengestein im Ausstrichbereich der Blaugrundvorkommen und andererseits das Fehlen von Kimberlitbomben oder Lapilli in der Umgebung der Pipes. Wir haben uns allerdings selbst im Tagebau einer eben erst erschlossenen, erst noch in ganz seichter Tiefe angegriffenen Pipe, derjenigen der transvaalischen Premier Mine von der Größe der Schollen von „floating reef“ überzeugt, welche die Kimberlitsäule hier noch auf ihrem Kopf trägt, und welche die Feststellung des wirklichen bauwürdigen Areales einer solchen Grube im Anfang so sehr erschwerte.

Der Vorgang der Eruption, der zur Entstehung der Pipes führte, erhält noch weitere Beleuchtung durch die Beobachtung, daß nicht immer die horizontalen Schichten der Karrooformation unmittelbar am Rande der Explosivröhren ungestört blieben, wie allerdings zumeist, sondern bisweilen eine Aufbiegung der Schichtenköpfe zeigen. Bei Kimberley wird dies „dipping away“ zwar erwähnt, scheint aber nirgends sehr deutlich entwickelt zu sein. Sehr schöne Beispiele dagegen beschreibt Herr A. W. ROGERS in seinem vortrefflichen, in so vieler Beziehung auch für die allgemeine Geologie wertvollen Werke¹⁾ „Über die Geologie der Kapkolonie“, und zwar von Pipes, die zwar selbst keine Diamanten enthalten, aber ganz entschieden in dieselbe Gruppe geologischer Erscheinungen gehören, wie die anderen mit diesem kostbaren Inhalt.

Nach diesem Autor sind die Beaufort-Schichten an der Saltpetre Kop Pipe (S. 337) in Sutherland westlich von der Großen Karroo ringsherum steil aufgerichtet. Sie fallen dem-

¹⁾ A. W. ROGERS: An Introduction to the Geology of Cape Colony. London 1905. With Illustrations and Coloured Map.

nach allseitig auswärts. Der Durchmesser dieser Pipe mißt 300 und 180 m. Ihr Raum ist von einer stark zersetzten Breccie erfüllt, die wesentlich aus Fragmenten sedimentärer Gesteine besteht, aber auch solche von Granit, Gneis, Glimmerschiefer, Diabas, sowie Glimmer, Hornblende und Ilmenit enthält. Diese Pipe wird von einem Kranze von 19 kleinen ähnlich gefüllten Schloten umgeben, die aber keinen Einfluß auf das allseitige Auswärtsfallen der Schichten in dem Umkreis des Hauptschlotes haben äußern können.

Sehr schön zeigt sich das allseitige Wegfallen der Schichten ferner bei der Pipe von Balmoral (S. 339) im Fraserburgdistrikt nördlich von der Großen Karroo. Diese enthält neben Nebengesteinsfragmenten auch Biotit, Granat und Ilmenit. Ihr Ausgehendes stellt eine 90 m weite und 3—6 m tiefe kreisförmige Depression dar, welche von den aufgerichteten Schichtenköpfen der Beaufortschichten ganz regelmäßig umgeben wird.

Herr A. W. ROGERS macht von neuem auf eine Erscheinung aufmerksam, die von Kimberley schon länger bekannt ist, daß nämlich in der Füllung der Pipes auch Material aus höher gelegenen Horizonten vorkommt, aus solchen sogar, die jetzt gar nicht mehr am betreffenden Orte existieren, vielmehr schon längst der Denudation zum Opfer gefallen sind. Längst kennt man von der Wesselton (früher Premier) Mine bei Kimberley im Blue Ground den Fund eines Sandsteinblockes mit Abdrücken von *Atherstonia*, eines für die Beaufortschichten charakteristischen Fisches. Diese Schichten sind bei Kimberley längst verschwunden. Sogar halb in Kohle umgeänderte Holzreste hat man im Blaugrund dort gefunden, während man die fossilen Hölzer der Karrooformation sonst nur im verkieselten Zustand kennt (S. 343). Leider habe ich diese wichtigen Stücke nicht sehen und persönlich untersuchen können. Es erinnert dieser Fund an denjenigen, der schon in der „Sarepta“ des erzgebirgischen Reformators JOH. MATTHESIUS¹⁾ sich erwähnt findet: In einem Joachimsthaler Tiefbau stieß man mitten im Glimmerschiefer auf eine Kluft, erfüllt von einer zersetzten Basaltbreccie, und darin lagen verkohlte Holzreste „Sintflutholz“. Es ist auch in der Neuzeit wieder vorgefunden und seinerzeit von UNGER als *Ulmium diluviale* bestimmt worden.

¹⁾ JOH. MATTHESIUS: Sarepta oder Berg postill. Nürnberg 1564, im Anhang.

Hier wie dort sind also Gegenstände von oben her hinabgefallen, als die die Schlöte erfüllenden Explosionsprodukte nach der Katastrophe sich in sich zusammengesetzt hatten und von der Erdoberfläche her Material eingespült werden konnte. Dies scheint uns darauf hinzuweisen, daß einige der Pipes an der Erdoberfläche doch eine Mündung hatten, etwa wie manche unserer kleineren Maare. Das Material des Ringwalles, der sich um eine solche Mündung anhäufte, konnte leicht bis auf unbedeutende Reste in den Schlund hinabgespült werden. Dabei konnten recht wohl die leichteren Aschenteilchen vorher fortgeweht und in alle Winde verstreut worden sein, die größeren Fragmente indessen und schwereren Bestandteile, darunter die größeren Diamanten, mußten vom Winde zurückgelassen werden, bis sie schließlich als Opfer von starken Regenfluten oder beim Nachstürzen der morsch gewordenen Steilwände in die immer noch offenen Pipes gelangten. So erklärt sich am besten die vielfach bestätigte Tatsache, daß die obersten Teile der Blaugrundsäulen viel reicher an Diamanten waren, als die Hauptmasse. Bei der transvaalischen Premier Mine z. B. hielt im Jahre 1903 1 load¹⁾ 1,3 Karat, 1904 nur noch 0,76, im Dezember 1906 nur noch 0,3 Karat. Bei manchen Neugründungen, bei denen das Ergebnis der ersten Aufbereitungskampagne als Norm für alle Zukunft in Ansatz gebracht worden war, ist dies die Quelle späterer Enttäuschung geworden.

Noch in anderer Beziehung sind die Arbeiten der südafrikanischen Geologen in den letzten Jahren zu wichtigen Resultaten gelangt, nämlich inbezug auf die geologische Zeitbestimmung der Kimberlitausbrüche.

Herr A. W. ROGERS (a. a. O. S. 333) hat nachgewiesen, daß der Perowskit führende Melilithbasalt als Füllung einer Pipe auf der Spiegel River Farm in den Riversdaledistrikt im Süden der Kapkolonie (östlich von Swellendam) Konglomerate und sandige Schichten der kretazeischen Uitenhageformation durchsetzt hat. Da, wie wir später noch ausführen werden, ein entschiedener petrographischer Zusammenhang zwischen Melilithbasalt und Kimberlit angenommen werden darf, ist daher auch für den letzteren eine noch postkretazeische Entstehung wahrscheinlich geworden.

¹⁾ 1 load = 0,45 cbm, 1 Karat = 0,206 g.

II. Die Petrographie der Gesteine von der Newlands-Grube.

a) Die Nebengesteine der Kimberlitvorkommen.

Ein vollständiges Profil des Gebirges, innerhalb dessen die Kimberlite sich finden, hat sich im Schachte dicht bei Grube II ergeben. Wenn wir die Angaben von W. GRAICHEN zu Grunde legen und unsere Gesteinsbestimmungen anwenden, lautet es von oben nach unten wie folgt:

Verwitterter Diabas	3	m
Schwarze Kimberley-Schiefer (Upper Dwyka Shales)	33	-
Dwyka-Konglomerat	42	-
Quarzführender Uralitdiabas	2,7	-
Schwarzer Quarzitschiefer (Lower Dwyka Shales)	9	-
Diabasporphyr	46	-
Kimberlit	—	

Hierzu ist folgendes auszuführen: Von dem die oberste Decke der horizontal gelagerten Karrooformation bildenden Diabas liegt mir keine Probe vor. Doch dürfte er zu den auch sonst bei Barkly verbreiteten ziemlich grobkörnigen Olivindiabasen gehören, welche von den kapländischen Geologen nach dem Gebrauch der britischen Petrographen als Dolerit bezeichnet werden. Die ungeheure Verbreitung dieser Gesteine in Südafrika ist bekannt. Weniger bekannt sind die hochinteressanten Ergebnisse der Aufnahmen der Geologen in Kapstadt, welche A. W. ROGERS (a. a. O. im VII. Kap.) kurz zusammenfaßte.

Diese Spezialaufnahmen haben die Resultate der schönen Untersuchungen des um die Geologie von Südafrika so hochverdienten verstorbenen Professors E. COHEN¹⁾ völlig bestätigt.

Darnach ist nicht daran zu zweifeln, daß alle die zahllosen Diabasplatten in dem Gebiete von Calvinia, Sutherland, Beaufort West, Graaff Reinet und Kei River, wie auch die im weiten Umkreis von Kimberley gelegenen keine effusiven Decken, sondern lediglich intrusive Lagergänge von zum Teil

¹⁾ E. COHEN: Geognostisch-petrographische Skizzen aus Südafrika. Mit Taf. VIII u. IX. N. Jahrb. Min., Beil. Bd V, 1887, S. 220 ff.

enormen Dimensionen darstellen.¹⁾ Ihre Mächtigkeit übersteigt zuweilen 100 m, wie an dem berühmten auffälligen Bergpaar Tafelberg und Spitzkop, die man als eindrucksvolle Landmarken lange Zeit in der Ferne liegen sieht, wenn man auf der Bahnfahrt auf der großen Überlandlinie in der Gegend von Station Prince Albert Road den Blick hinüber nach dem Nieuweveld schweifen läßt. Die Gipfel dieser schönen Berge werden von einer 120 m mächtigen Diabaskappe gebildet. Manche dieser Diabasplatten lassen sich an den Steilhängen dieses Gebirges ohne Unterbrechung auf über 30 km verfolgen. Ja, A. W. ROGERS schätzt die Fläche, welche von einer solchen Platte im Calvinia-Gebiet bedeckt wird, auf mindestens 7600 qkm, wobei er bemerkt, daß sie wahrscheinlich um noch ein Drittel mehr beträgt.

Diese Massen sind fast ausschließlich auf die gar nicht oder wenig gestörten Sedimentgesteinsgebiete beschränkt, sie fehlen in den gefalteten Regionen.

Ihr intrusiver Charakter wird dadurch bewiesen, daß sie das geologische Niveau nicht genau einhalten, gerade so wie der berühmte Whin Sill in England. So steigt nach A. W. ROGERS eine Diabasbank innerhalb der Dwyka-Serie bei Langebergen im Distrikt von Calvinia aus deren tiefstem Niveau nach Südost hin in immer höhere Schichten bis in die unterste Eccca-Serie hinauf, hat also in schrägem Anstieg auf eine Entfernung von etwa 96 km eine Schichtenmächtigkeit von etwa 300 m überwunden.

Schon dem flüchtigen Eisenbahnreisenden drängen sich solche Beobachtungen auf, wie z. B. zwischen den Stationen Nels Poort und Acacia in der Gegend von Beaufort West, wo die Diskordanz zwischen der die Höhen krönenden Diabasplatte und den horizontalen Beaufortschichten sofort in die Augen springt. Die von Station Nels Poort von uns aufgenommene Skizze der Berggehänge in NW in Fig. 3 gibt eine Vorstellung von dem Gesagten. Der Diabas zeigt schön-säulige Absonderung. Seine scharf hervortretende Platte läßt sich noch viele Kilometer weit nach Nord hin mit dem Blick verfolgen.

Für die intrusive Natur spricht übrigens auch, wie E. COHEN bemerkte, die Abwesenheit von Tuffen in den von den Diabasplatten eingenommenen Horizonten.

¹⁾ „Intrusive Sheets“ nach der klaren und übersichtlichen „Classification of Igneous Intrusive Bodies“ von REG. A. DALY. Journ. of Geol. XIII, 6, Chicago 1905.

Vielfach haben die südafrikanischen Geologen endogene und exogene Kontaktphänomene an diesen Diabasplatten beobachtet. So wird die ophitische Struktur des Gesteins an den Salbändern zuweilen durch eine glasige ersetzt. Solche Sordawalite (Tachylite nach ROGERS) von tiefschwarzer Farbe sind mehrfach von Unkundigen für bituminöse Steinkohle gehalten worden. Die Schiefergesteine am Kontakt erweisen sich gehärtet, wie uns das Herr G. A. F. MOLENGRAAFF auch im Vryheid-Distrikt Natal's demonstrierte.

Es möge hier an die gründlichen Untersuchungen von E. COHEN erinnert sein, der bei Fauresmith in der Orange River Kolonie die Umwandlung von Schiefer in lyditarartige Hornfelse mit charakteristischem Biotitgehalt nachgewiesen hatte (a. a. O. S. 251—264). Nach ROGERS hat sich oft auch



Fig. 3. Ansicht der Berge bei Nels Poort mit einer säulig abgesonderten Diabasplatte.

Epidot und Quarz ausgeschieden. Manchmal sind in Tongesteinen zum Teil mit Epidot und Quarz gefüllte Poren entstanden, die von diesem Autor auf eine Verdampfung des eingeschlossenen Wassers zurückgeführt werden (S. 275).

Zuweilen sind die pelitischen Nebengesteine schön säulig abgesondert. So bildet A. W. ROGERS eine höchst instruktive Bergwand bei Dwas Douw, Calvinia, ab. Hier ist das glaciale Dwyka-Konglomerat unter einer dicken Diabasplatte in pallisadenartige 4,5 m lange Säulen abgesondert. Die senkrechten Absonderungsklüfte durchschneiden dabei in gleicher Weise Bindemittel und Geschiebe (S. 275).

Oft werden solche Einwirkungen auf das Nebengestein auch im Hangenden der Diabasplatten beobachtet und konnten die Beweise für deren intrusive Natur vermehren. (ROGERS S. 250.) Auch dies war schon E. COHEN bekannt (a. a. O. S. 264).

Was das Alter der Intrusion anlangt, so fällt letztere nach ROGERS vermutlich in die Zeit der Vulkane der jüngeren

Stormbergzeit (oberste Trias), deren Gesteine man nach E. H. L. SCHWARZ¹⁾ in Gestalt von Lavaströmen, Agglomeraten und Tuffen in der Gipfelregion der Drakensberge und anderwärts im Grenzgebiet der Kapkolonie von Transvaal und Natal findet. Die Diabase faßt er als gleichalterige mehr plutonische Äquivalente dieser vulkanischen Gesteine auf. Wenn auch einzelne Diabasplatten noch die Stormbergsschichten durchsetzen, so liegt die obere Altersgrenze keinesfalls über dem vermutlich oberkretazeischen Embotyi-Konglomerat, das mächtige Diabasgeschiebe enthält.

Wie die neuesten Aufnahmen der Kapgeologen ergaben, werden an verschiedenen Orten die Diabasplatten von gangförmigen Granophyren durchsetzt, wie bei Kentani im Pondo Land (bei ROGERS S. 259 u. f.). Schon E. COHEN war eine Stelle bei Richmond bekannt, wo ein solcher Granophyr anscheinend gangförmig einen Olivindiabas durchsetzte (a. a. O. S. 250).

Um zum Profil im Schachte bei Grube II von Newlands zurückzukehren, so dürfte der unter dem obersten Diabas folgende schwarze Schiefer mit den Upper Dwyka Shales zu vereinen sein.

Es folgt das typische Dwyka-Konglomerat, die Grundmoräne des permischen Inlandeises. Das Gestein unterscheidet sich von einem grauen norddeutschen Geschiebemergel nur durch die größere Härte und durch das Überwiegen von Diabasmaterial in der Zusammensetzung. Die Struktur dagegen ist völlig identisch. Es besteht aus einem sehr feinkörnigen Bindemittel und regellos eingestreuten kantengerundeten Diabasgeschieben. Das Bindemittel enthält viele scharfkantige Splitter von Quarz und verschiedener Silikatgesteine, namentlich von Diabas sehr verschiedener Strukturtypen, auch scharfe Fragmente diabasischer Plagioklase. Die kleinsten Teilchen, welche diese Splitter umhüllen, lassen sich kaum noch bestimmen, so fein sind sie zermalmt (vergl. Taf. X, Fig. 1).

Der auch hier bemerkte Reichtum gewisser Dwyka-Konglomerate an diabasischen Gesteinsfragmenten, so bezeichnend für eine Lokalfazies der permokarbonischen Grundmoräne in Gegenden, wo Diabase im Liegenden der Karrooformation sich finden, hatte in früherer Zeit zu der irrtümlichen Auffassung Anlaß gegeben, als sei das Dwyka ein vulkanisches

¹⁾ E. H. L. SCHWARZ: The Volcanoes of Griqualand East. Trans. South Afr. Phil. Soc. Bd. XIV, 1903.

Agglomerat. E. COHEN hat durch seine meisterhafte Beschreibung des Dwyka auch in mikroskopischer Hinsicht diesen Irrtum widerlegt (a. a. O. S. 207).

Daß übrigens der „Bastard Blue“ von Newlands mit dem Kimberlit nichts zu tun hat, vielmehr nur zufällig als Nebengestein mit diesem in Zusammenhang steht, hat schon Herr T. G. BONNEY richtig erkannt¹⁾. Er erwähnt in dem Bastard Blue neben Fragmenten verschiedener Diabase (prätriasischer Diabase) solche von Mikrogranit, von Quarzit und von Dolomit. Die glaciale Natur kannte er dagegen nicht.

Die wenigen mir zur Verfügung stehenden Proben lassen doch an den eingestreuten, größeren kantengerundeten Geschieben glaciale Schrammung wohl erkennen. Auch W. GRAICHENS Beschreibung dieses seines „Bastard Blue“ paßt völlig auf das glaciale Dwyka. Auf dem Gestein steht nach ihm Grundwasser, wie das oft auf diesem Horizont in Südafrika gefunden wird, so auch in der Kimberley Pipe. Er erwähnt „zahlreiche abgerundete Nebengesteinsbruchstücke in allen Größen“ darin. Nach der Tiefe zu habe man eine Häufung derselben beobachtet, auch nahm ihre Größe zu. Die unterste Lage war in einer Mächtigkeit von etwa 0,15 m mit Pyrit verkiest. Auffällig ist die große Mächtigkeit 42 m, die das Dwyka hier erreicht, während es in den Kimberleygruben nur als etwa 0,5 m starke Bank unter den oberen Schiefen angetroffen wurde. Wir konnten es dort genauer untersuchen und überzeugten uns von dem Vorhandensein von Glacialschrammen auf darin befindlichen Geschieben und von einer oberflächlichen Glacialstreifung des Diabasmandelsteins, auf dem es aufruhet.

Die unter dem Dwyka-Konglomerat in Newlands Mine folgende 2,7 m mächtige Eruptivplatte besteht nach unserer Untersuchung aus einem sehr ilmenitreichen und Quarz führenden Uralitdiabas, der Pyrit eingesprengt enthält.

Der alsdann folgende schwarze Quarzitschiefer dürfte am besten mit den Lower Dwyka Shales der Kimberleygruben parallelisiert werden.

Der 46 m mächtige Diabasporphyr in den Liegenden hat ebenfalls bei den Kimberleygruben sein Analogon in Gestalt des dortigen „Melaphyres“. A. W. ROGERS vergleicht diesen letzteren mit dem Zeekoe Baard Amygdaloid, das er für älter

¹⁾ T. G. BONNEY: Additional Notes on Boulders and other Rock Specimens from the Newlands Diamond Mines, Griqualand West. Proc. Roy. Soc. 67, 5. Febr. 1901, S. 482.

als die Kapformation hält. Der Diabasporphyrit von Newlands erweist sich unter dem Mikroskop als sehr stark zersetzt, so daß genauere Angaben über die ursprüngliche Ausbildung unmöglich sind. Die der schiefergrauen, fast dicht erscheinenden Grundmasse eingesprengten, bis 1,5 cm langen lichtgrünlich-grauen Plagioklastafeln sind in feinblättrige Zersetzungsprodukte umgewandelt.

Dieser Diabasporphyrit dürfte in denselben Horizont gehören, wie der Diabasmandelstein, den man bei einer Brunnenbohrung in Barkly West antraf. Dieses Gestein zeigt deutliche ophitische Struktur. Die Mandeln im Material eines mir übergebenen Bohrkernes von dort bestehen aus Opal, dem winzige doppelbrechende Körnchen von lichtbrauner Farbe eingestreut sind.

b) Der Blue Ground und Hard Blue von Newlands nebst Bemerkungen über den Hard Blue von Kimberley.

Der mir 1898 von Herrn TRÜBENBACH übergebene Kimberlit von Newlands, Grube Nr II, ist ein typischer Soft Blue Ground von blaugrauer Farbe und deutlicher Breccienstruktur mit Schieferbrocken und anderen Nebengesteinsfragmenten. Unter den makroskopischen Gemengteilen bemerkt man Pyrop, Olivin, Bronzit, Biotit, seltener Chromdiopsid; im Setzgut zeigt sich dann noch Chromit, Ilmenit, Magnetit, Zirkon und Diamant. Als vermutlich sekundäre Bildungen sind Kalzit, der das Gestein durchädert oder in kleinen Aggregaten eingesprengt ist, zu nennen, wie auch Baryt und Pyrit.

Der Pyrop ist weinrot gefärbt und findet sich oft in ganz abgerundeten Körnern mit glatter Oberfläche, die von einem grünlichschwarzen faserigen Kelyphitsaum umgeben sind. Vor mir liegt ein Exemplar von Haselnußgröße. Auch alle übrigen Mineralien haben die oft von den südafrikanischen Lagerstätten beschriebene typische Entwicklung. Verwachsungen zwischen Diamant und Pyrop wurden wiederholt beobachtet. In meiner ersten Mitteilung (1898) bildete ich ein Blue Ground-Stück ab, das mit Granat verwachsen sechs Diamanten zeigte, darunter ein schönes Oktaëder mit 2,5 mm Kantenlänge. Fast alle Diamanten dieser Grube sind oktaëdrische Individuen, meist von mäßiger Größe. Zerbrochene Kristalle kommen vor. Auf der Bruchfläche eines größeren zerbrochenen Oktaëders fanden wir fest angewachsen ein Klümpchen graue Gesteins-

masse. Diese wurde abgesprengt und dabei zerdrückt. Unter den Splittern bestanden einige anscheinend aus Olivin, doch genügte das Material nicht zur absolut sicheren Unterscheidung von Diopsid.

Die mikroskopische Untersuchung dieses weichen Kimberlits der Pipe von Grube II ergab noch folgendes: Serpentin ist der Hauptbestandteil, z. T. in deutlichen Pseudomorphosen nach Olivin. Reste von Diopsid werden vielfach beobachtet und liegen ebenfalls in serpentinarartigen Zersetzungsprodukten eingebettet. Im Vergleich zu anderen Blue Ground-Vorkommen zeichnet sich das Gestein, wie schon T. G. BONNEY (a. a. O. S. 479) feststellte, durch sehr reichliche Führung von Biotit in winzigen Schüppchen und großen Blättern aus. Die Ansicht dieses Autors, daß die kleinen Schüppchen sekundäre Bildungen sind, vermag ich nicht zu teilen. Überall ist Kalzit eingestreut. Das ganze Gestein braust mit Salzsäure betupft stark auf. Die eingesprengten Pyropen sind ganz einschlußfrei. Der scharf abgesetzte Kelyphitsaum besteht aus radiär gestellten stark doppelbrechenden Fasern, deren Brechungsexponent höher wie Balsam liegt, und die gerade oder unter sehr geringem Winkel auslöschten. Die eingeschlossenen Nebengesteinsfragmente erwiesen sich u. d. M. zum Teil als solche von Diabas oder eines Gabbrogesteines.

Zur Vollständigkeit reproduzieren wir hier die von Herrn BONNEY veröffentlichte, unter der Aufsicht des Herrn W. RAMSAY hergestellte Analyse dieses Blaugrundes von Newlands:

Kieselsäure	38,77	Proz.
Tonerde	14,62	-
Eisenoxyd	11,36	-
Kalkerde	4,51	-
Magnesia	12,14	-
Kali	2,63	-
Natron	1,90	-
Kohlensäure und Wasser . . .	13,55	-
	99,48	Proz.

Das Newlandsgestein ist darum magnesiaärmer als die anderen Kimberlite.

Ferner lag mir Material von einem der oben S. 280 erwähnten Kimberlittrümer im Bastard Blue (= Dwyka) aus der nach SW in 90 m Tiefe vom Schachte der Grube I aus getriebenen Versuchsstrecke vor. Das eine Stück zeigte das 3 cm mächtige Gangtrum noch im Zusammenhang mit

dem beiderseitigen Nebengestein. Das Trum wird von ein paar parallelen Kalkspattrümchen begleitet und schließt ein längliches, parallel zum Salband eingestelltes Fragment des Nebengesteins ein.

Es besitzt dieselbe Breccienstruktur wie der Kimberlit der Grube II und eine wenig verschiedene mineralogische Zusammensetzung, nur ist es viel reicher an Karbonaten, die z. T. ziemlich grobkörnige Aggregate innerhalb des stark zersetzten Gesteines bilden. Manche Stellen sind außerdem mit Pyrit imprägniert. Ein Hauptgemengteil ist außer dem fast völlig serpentiniisierten Olivin auch hier der Biotit, dessen Blätter oft schönen zonalen Aufbau zeigen. Scharfe opake Oktaëder von einer trüben, bei Oberlicht weißlichen Kruste umgeben, dürften als Titanomagnetit zu deuten sein. Pyrop wurde schon makroskopisch festgestellt. Auch hier trägt er seine Kelyphitkruste. Einzelne Apatitsäulchen, die im normalen Kimberlit der Lagerstätte nicht bekannt sind, wurden hier deutlich nachgewiesen. Eine Einwirkung auf das anstoßende Dwyka war nicht zu beobachten. Nur viel Kalzit hat das letztere infolge späterer Zersetzung des Kimberlits aufgenommen.

Beim Schlämmen des mit Salzsäure zersetzten groben Gesteinpulvers wurden außer Granat auch noch viel Ilmenit, Chromit, Diopsid und Zirkon aus diesem Kimberlittrum isoliert und bestimmt.

Es ist bedauerlich, daß das Gestein der Trümer nicht frisch genug ist, um den Vergleich mit dem Kimberlit der Pipe in Grube II schärfer durchzuführen, denn leider fehlen noch sorgfältige petrographische Studien über die südafrikanischen Kimberlitgänge.

Dieser Mangel veranlaßt mich, meine Ergebnisse der Untersuchung des S. 281 im Grundriß dargestellten Ganges der Kimberley Pipe hier kurz einzuschalten. Die Belegstücke in verschiedenen genau angegebenen Abständen von der Pipe entnommen, erhielt ich von der De Beers Company. Sie zeigten unter einander keine wesentlichen Unterschiede. Alle bestanden aus dem als Hard Blue bekannten Gestein, welches auch in größeren Tiefen dieser Pipe selbst sehr verbreitet ist und unter anderem auch in Proben aus derselben Sohle in der Pipe, dem die Belegstücke des Ganges entnommen waren, mir zur vergleichenden Untersuchung vorlag. Ich konnte nicht den geringsten Unterschied zwischen dem Hard Blue der Pipe selbst und dem des Ganges feststellen. Beide sind völlig basaltähnliche dunkelgrauschwarze Gesteine mit dicht erscheinender Grundmasse und

sehr zahlreichen gewöhnlich bis 1 cm großen eckigen Fragmenten sowie scharfen Kristallen von Olivin, spärlichen bis erbsengroßen Körnern und Körneraggregaten von Ilmenit und zerstreuten Blättern von Biotit. Unter dem Mikroskop bemerkt man massenhafte Körnchen und Kriställchen von Perowskit. Auch die Ilmenite sind randlich mit solchen verwachsen.

Hier zeigt sich zugleich, daß die fragmentäre Gestalt vieler Olivine eine nur scheinbare ist, erzeugt durch Serpentinisierung der Randpartien, die, an unregelmäßigen Rissen der Kristalle halt machend, einen eckigen Kern zurückließ. Die Biotite tragen meist, wie in echten Basalten, einen dunkeln Schmelzsaum. Leider ist die Grundmasse des Hard Blue ganz zerstört. Ihre Stelle haben Serpentin und Kalzit eingenommen. Soviel sieht man aber doch noch, daß dies Gestein keine Breccie darstellt, sondern aus einem Guß erstarrt ist. Von den charakteristischen Gemengteilen des Kimberlites führt es außer Olivin, Biotit, Ilmenit und Perowskit nebst dem selbstverständlichen Serpentin nur sehr spärliche Pyropen mit Kelyphitrinde. Ob es Diamanten und Zirkon enthält, ist mir unbekannt geblieben.

Sehr bemerkenswert ist, daß in einem Stück solchen basaltähnlichen Hard Blues aus 528 m Tiefe der Kimberley Pipe ein 7 cm langes und bis 2 cm dickes plattenförmiges Fragment eines grobkörnigen Bronzit-Olivingesteines mit Körnern von grünem Chromdiopsid eingeschlossen ist.

Diese Untersuchung hat demnach ergeben, daß das Gestein des von der Kimberley Pipe ausgehenden Ganges petrographisch verschieden ist vom Kimberlit. Es kristallisierte ohne wesentliche Zerspratzungserscheinungen, wie ein Basalt aus dem Magma aus. Sein Altersverhältnis zum Kimberlit ist uns unbekannt. Vermuten möchten wir, daß der Hard Blue als letzter Nachschub gewisse Partien des Schlotes und zugleich auch die Kluft gefüllt hat. Zugleich belehrt uns das Ergebnis unseres Vergleiches, daß zwischen den verschiedenen Kimberlitgängen nicht unwesentliche petrographische Verschiedenheiten bestehen können.

Hier möge daran erinnert werden, daß übrigens auch für gewisse andere Blue Ground-Vorkommen im Gegensatz zu der sonst herrschenden Breccien- oder Tuffstruktur die Struktur eines echten porphyrischen Erstarrungsgesteines nachgewiesen worden ist, so von A. LACROIX¹⁾ für den Kimberlit von der

¹⁾ A. LACROIX: Note sur les minéraux et les roches du gisement diamantifère de Monastery (Etat Libre d'Orange) et sur ceux du Griqualand. Bull. Soc. min. Fr. 1898, XXI, 21.

Monastery Mine. Dieser Forscher hält die Grundmasse des Monastery-Gesteines für ein serpentinisirtes Glas mit Blättchen von Biotit, Körnern und Kristallen von Ilmenit, Perowskit, Chromit und Magnetit. Auch glaubt er darin Skelettkristalle von Nephelin nachgewiesen zu haben, was ihn bestimmte, nach dem Vorgange von CARVILL LEWIS für den Kimberlit eine Analogie mit Alnöit zu betonen.

Inzwischen sind die Beziehungen des Kimberlits zu den Altnöiten und Melilithbasalten durch die Kapstädter Geologen in helleres Licht gerückt worden. A. W. ROGERS¹⁾ hat nachgewiesen, daß die Vorkommen von Perowskit führendem Melilithbasalt auf der Farm Spiegelriver, östlich vom Swellendam, die zahlreichen z. T. auch Melilithbasalte enthaltenden Pipes von Sutherland, westlich von der Großen Karroo, und endlich die eigentlichen Kimberlitlagerstätten, im geologisch-petrographischen Sinne eine Einheit bilden. Die Pipe von Silver Dam (Matjes Fontein) in Sutherland enthält eine dem Kimberlit schon recht ähnliche Füllung mit Serpentin, drei Arten monokliner Pyroxene, brauner Hornblende, braunem Glimmer, Ilmenit, Granat und Perowskit neben massenhaften Bruchstücken des Nebengesteines.

Soweit war meine Untersuchung beendet, als mir durch die Freundlichkeit des Herrn Kgl. Bergassessor A. MACCO ein von ihm selbst am Platze aufgenommenes größeres Stück von Hard Blue auch von Newlands Mine zuzug. Äußerlich gleicht es völlig dem eben beschriebenen basaltähnlichen Hard Blue von Kimberley. Nur gewisse Einschlüsse, auf die ich später zurückkomme, unterscheiden es. Die mikroskopische Untersuchung ergab folgendes:

Es besteht zwischen dem gewöhnlichen Blue Ground von Newlands und diesem Hard Blue nur insofern ein Unterschied, als der letztere frischer ist. Immerhin ist auch seine Zersetzung schon stark vorgeschritten. In einer aus Biotit-schüppchen, Serpentinfasern, Kalzitkörnern, Magnetitkriställchen winzigen Olivinresten, und wohl auch winzigen Pyroxenen zusammengesetzten Grundmasse liegen dicht gedrängt eingebettet kantengerundete Fragmente und abgerundete Kristalle von mehr oder weniger serpentinisirtem Olivin, sowie größere Blätter eines nur schwach pleochroitischen Biotites. Viele Teile dieser Grundmasse wirken garnicht auf das polarisierte Licht ein. Es war mir indessen nicht möglich zu entscheiden, ob hier wirklich ein Glas oder nur schwach lichtbrechender

¹⁾ A. W. ROGERS: Geology of Cape Colony. 1905, S. 336 a. a. O.

Serpentin vorliegt. Endlich bemerkt man zahlreiche eckige oder abgerundete Fragmente der noch zu beschreibenden Gabbrogesteine. Die Struktur deutet auf ein tuffartiges Agglomerat, nicht auf ein Ergußgestein.

Taf. X Fig. 2 gibt ein Bild von dieser charakteristischen Struktur.

Granat ist kein häufiger Gemengteil. Ich fand ihn nur selten in den Schliffen, wohl aber häufiger im schwersten Anteil des durch KLEINSche Lösung getrennten Gesteinpulvers, und zwar in einer lichtgelben und in einer lichtgrün durchscheinenden Varietät. Die beiden scheinen durch Übergänge verbunden zu sein. Ebenfalls bei dieser Trennung wurde wenig Enstatit, Bronzit (?), Chromit und Ilmenit nachgewiesen. Neben dem Biotit machen sich spärliche Blättchen eines grünen Glimmerminerals bemerkbar. Zirkon und Diamant gelang mir nicht nachzuweisen. Da aber alle ihre charakteristischen Begleiter zugegen sind, sind auch sie selbst zu vermuten.

c) Die im Blue Ground von Newlands eingeschlossenen Gesteinsknollen nebst ähnlichen Vorkommnissen von anderwärts.

Wir verdanken bereits BONNEY genaue Angaben über diese merkwürdigen Einschlüsse des Blue Ground von Newlands. Immerhin vermögen wir noch einiges neue hinzuzufügen, wobei es erforderlich ist, auch schon Bekanntes zu wiederholen.

Unsere Knollen, wie wir sie vorläufig nennen wollen — die englische Literatur sagt Boulders — zerfallen in folgende Typen:

1. Peridotite (besonders Harzburgite).
2. Biotitfelse.
3. Granat-Pyroxenfelse, zum Teil mit Diamant.
4. Gabbros, Norite und Labradoritfelse.

1. Peridotite.

BONNEY beschrieb bereits (vgl. S. 476) zwei Knollen von Harzburgit (bei ihm Saxonit). Auch wir besitzen einen grobblättrig-kristallinen länglichen Klumpen (6 × 9 cm), der aus vorherrschendem bastitartig zersetztem Enstatit und aus Olivin besteht.

Ein zweites kleineres Stück war ausschließlich aus großen Körnern eines stark serpentinierten Olivins zusammengesetzt.

2. Biotitfelse.

Vor uns liegt ein $4 \times 2,5$ cm großer stumpfkantiger, oberflächlich ziemlich glatter Klumpen, der wesentlich aus bis 3 mm großen meist parallel gelagerten dunkelbraunen, ziemlich stark pleochroitischen Biotitblättern besteht. Im Dünnschliff (siehe Taf. XI Fig. 1) bemerkt man außerdem farblose bis mohnkorngroße Körner von Apatit. Dieses Mineral, dessen Bestimmung durch Phosphorsäurenachweis, Beobachtung des optischen Charakters, der Lichtbrechung und des Brechungsexponenten völlig gesichert ist, fällt durch optische Anomalie auf: es erweist sich deutlich zweiachsig. Das Dünnschliffbild zeigt endlich opake verzweigte Individuen von Ilmenit, eingebettet in einer trübgrauen, schwach lichtbrechenden Substanz, deren Bestimmung nicht gelang.

3. Granat-Pyroxenfelse, zum Teil mit Diamanten.

Diese sind unter den Knollen am allerhäufigsten. Vor allem auffällig ist zunächst ihre Form. Sie sind stumpfeckig bis ellipsoidisch oder unregelmäßig kugelig. Ihre Oberfläche ist zuweilen so glatt wie die eines Flußgerölles. Die Größe erreicht nach den Angaben von T. G. BONNEY 40 cm im Durchmesser. Manchmal sind sie von Rissen durchsetzt, innerhalb deren sich eine dem Kimberlit ähnliche Gesteinsmasse ausgeschieden hat. Es wird dies durch Fig. 2 auf Taf. XI erläutert. Der Biotit überwiegt immer unter den Gemengteilen, die das Material dieser in das Innere der Knollen eindringenden Trümchen zusammensetzen. Oft ist er in scharf hexagonalen Schüppchen ausgebildet, zuweilen auch in großen Blättern, die sichtlich erst innerhalb der Risse auskristallisierten, weil ein einziges Individuum verzweigte Räume mit seiner optisch einheitlich orientierten Masse vollständig ausfüllt. Doch auch Chromit und andere Bestandteile des Kimberlits fanden wir in diesen Rissen vor.

Die mineralogische Zusammensetzung dieser Granat-Pyroxenfels-Knollen schwankt außerordentlich. Zwei wenig über wallnußgroße Klumpen bestehen fast ausschließlich aus grünem Diopsid mit nur ganz spärlichen und kleinen Einsprenglingen von Bronzit. In anderen überwiegt an Menge

der Granat gegenüber den Pyroxenen, ja W. GRAICHEN erwähnt einen reinen Granatklumpen von 30 cm Durchmesser. Zwischen beiden Extremen sind alle möglichen Übergänge vorhanden. Die meisten uns vorliegenden Knollen bestehen etwa zu $\frac{3}{4}$ aus Diopsid nebst wenig Bronzit, zu $\frac{1}{4}$ aus Granat. Außerdem sind zuweilen noch einige untergeordnete Gemengteile, die weiter unten zu nennen sind, vorhanden.

Die Struktur ist eine grobkristalline. Der Granat bildet gewöhnlich scharf abgehobene rundliche oder polygonale Körner von meist nur bis Erbsengröße und liegt dann inmitten eines Aggregates von unregelmäßigen Pyroxenkörnern eingebettet. In manchen Fällen indessen sind die beiden Mineralien sehr innig mit einander verwachsen, die Umrisse des Granates sind dann weniger scharf.

Gehen wir jetzt näher auf die Struktur und mineralogische Zusammensetzung ein, und zwar:

- α) zunächst der anscheinend diamantfreien,
- β) des diamantführenden Stückes.

α) Die untersuchten Knollen ließen folgende Gemengteile erkennen: Diopsid, teils lichtgraugrün, teils als typischer Chromdiopsid intensiv spangrün gefärbt, Enstatit und Bronzit, diese beiden mitunter in bastitartigem Zustand und dann nicht scharf zu unterscheiden, weinroter oder gelbroter Pyrop, vereinzelte große Biotitblätter und Körner von Magnetkies.

In den Stücken, deren Pyropen keine scharf abgehobenen Einsprenglinge bilden, sondern schon makroskopisch innig mit Diopsid sich verwachsen zeigen, erkennt man unter dem Mikroskop sehr eigentümliche, bisher noch nicht beschriebene Strukturverhältnisse¹⁾. Den Diopsid durchsetzen hier entweder parallel der kristallographischen Hauptachse ihres Wirtes angeordnete Granatstäbe von polygonalem oder rhombischem Querschnitt (Taf. XII Fig. 1) oder mikroskopisch dünne parallele Granatlamellen, die oft in zwei unter einem Winkel von ungefähr 45° sich schneidenden Systemen verlaufen (Taf. XII Fig. 2). Endlich finden sich in diesem Diopsid auch Granatinterpositionen, die in ihren mehrfach umgebrochenen Querschnittsfiguren an die Quarzskelte der Schriftgranite erinnern.

Sonderbar ist der Anblick einer Diopsidpartie bei gekreuzten Nicols, wenn die ersterwähnten Granatstäbe die

¹⁾ Zum Teil erst mit der Lupe erkennbare „Granatadern im Bastit“ von demselben Fundort erwähnt schon A. BERGEAT in STELZNER-BERGEATs Erzlagerstätten I, S. 79, 1904. Auch solche unregelmäßigen Interpositionen wurden an unserem Material beobachtet.

Schlifffläche spitzwinkelig schneiden. Es erscheint dann nur ein kleines rektanguläres oder rhombisches Stückchen eines jeden Granatstabes dunkel und wird zu beiden Seiten von farbigen Feldchen flankiert, weil hier ein Keilstück von Diopsid mit wachsender Dicke unter- oder überliegt und so den isotropen Charakter des Granates nicht zur optischen Reaktion gelangen läßt. Solche Flächen sehen dann unter dem Mikroskop bei gekreuzten Nicols aus, als wäre der Diopsid mit regelmäßig angeordneten bunt gefelderten Schmitzchen durchsetzt.

Die optischen Eigentümlichkeiten des Diopsides sind im übrigen ganz die normalen. Manchmal bemerkt man unter gekreuzten Nicols in dem Mineral Zwillingslamellen nach dem Orthopinakoid. Der Pyrop ist immer völlig isotrop und meist ganz einschlußfrei. Nur in einem Stück enthielt er winzige oktaëdrische Kriställchen von einem grün durchscheinenden Spinell.

Neben Diopsid und Granat erscheinen in den Knollen von Newlands als dritthäufigste Gemengteile Bronzit und Enstatit. Das eine Stück bestand zu ungefähr gleichen Anteilen aus dunkelweinrotem Pyrop in bis über erbsengroßen Körnern, schön spangrünem Chromdiopsid und lichtgelblich-grauem feinfaserigen Enstatit.

Hier und dort werden endlich zerstreute Blätter von dunkelbraunem Biotit und spärliche Körner von Magnetkies bemerkt.

β) Eine besonders eingehende Beschreibung verdient das in unserem Besitz befindliche, an Diamanten reiche Stück von sogen. Eklogit. Wie bereits von uns im Dezember 1899 mitgeteilt worden war [(b) S. 417—419], überbrachte uns Herr TRÜBENBACH einen ursprünglich etwa kindskopfgroßen geröllartigen Klumpen dieses Gesteines, dessen Oberfläche tatsächlich zunächst an die Abrollung in einem Flusse denken ließ. Es wurde uns gestattet, davon zu eingehenderer Untersuchung ein Stück abzuquetschen, dessen Ausmaß $12 \times 8 \times 6$ bzw. 3 cm betrug. Es ließ noch deutlich erkennen, daß der ursprüngliche Körper eine ellipsoidische Gestalt hatte von vermutlich 8 und 15—18 cm in der Höhe und Breite. Auf den Bruchflächen unseres Fragmentes zählte man damals fünf kleine Diamanten, die sämtlich im Diopsid oder zwischen solchem und Granat eingewachsen waren. Später gelang es durch vorsichtiges Arbeiten mit Hammer und feinen Meißeln noch sechs weitere Diamantkriställchen, alles zierliche Oktaëder, herauszupräparieren. Unser Stück dürfte noch Dutzende in seinem Innern umschließen, und das ganze Ellipsoid muß deren Hunderte enthalten haben, wenn die

Verteilung annähernd eine gleichmäßige war. Übrigens schreibt auch Herr W. GRAICHEN von ähnlichen reichen Stücken desselben Fundpunktes: „An einer derartigen Konkretion von 10 cm Durchmesser konnten allein an der Oberfläche 20 kleine Diamanten gezählt werden. Man hat zahlreiche derartige Konkretionen gefunden, an denen mehr oder weniger Diamanten sichtbar sind.“ (a. a. O.)

Gleichzeitig mit uns hatte Herr T. G. BONNEY ein Stück dieses diamantenführenden Gesteines erhalten und dessen hohe Bedeutung für die Genesis der Diamanten in einer wertvollen Arbeit dargetan (a). Wir wandten uns darauf gegen die Anschauung des genannten Autors, wonach diese Eklogitklumpen wirkliche Gerölle seien und gegen den daraus gezogenen Schluß, daß die Diamanten der Pipes aus Diamanten führenden Geröllablagerungen stammen sollten, eine Folgerung, die, wenn sie richtig gewesen wäre, dem Diamantenbergbau eine ganz andere Richtung hätte weisen müssen (b). Die seither vergangene Zeit im Betriebe der dortigen Gruben hat unsere Kritik als völlig berechtigt erwiesen.

Längst ist man in der De Beers-Grube bis zum granitischen Urgebirge vorgedrungen, ohne daß Herrn BONNEYS diamantenreiche Schotter im Nebengestein angetroffen worden sind. Dafür aber hat die enorme Verbreitung solcher „Eklogite“ innerhalb des Blue Grounds der verschiedensten und weitest von einander entlegenen Fundpunkte über ganz Südafrika hin uns gelehrt, daß diese Gesteinsklumpen nicht als Gerölle, sondern, wie auch ihre stoffliche nahe Verwandtschaft mit dem Kimberlit zeigt, als intratellurische Ausscheidungen innerhalb des peridotitischen Magmas zu betrachten sind, und daß ihre gerundete Form beim Emporschleudern durch die Explosionsröhren inmitten feineren Auswurfsmateriales, also durch eine Friktion in den Pipes selbst erzeugt worden sein muß.

Nicht nur in der Deutung, sondern auch in der mineralogischen Beschreibung vermögen wir zu den Feststellungen des Herrn BONNEY einige genetisch nicht uninteressante Zusätze zu machen. Dieser hatte ermittelt (a), daß das Gestein ein grobkörnig-kristallines Aggregat von wesentlich Chromdiopsid und Granat darstellt mit untergeordneter Beteiligung von Biotit und Diamant, sowie sekundärer Hornblende und Kalzit. Später hat SIR W. CROOKES eine Probe des Gesteins durch Behandlung mit Fluß- und Schwefelsäure zerstört und einen unlöslichen Rückstand erhalten, worin Herr BONNEY (c) gewisse Kriställchen als vermutlich Korund bezeichnet, während er andere als Diamant bestimmte.

Die Hauptmasse auch unseres Stückes besteht aus einem licht-meergrünen Diopsid in sehr unregelmäßigen bis 2 cm großen Individuen und bis etwas über erbsengroßen rundlichen oder stumpfeckigen Körnern eines licht gelbroten Granates. Über den Diopsid ist nichts besonderes zu sagen. Der Granat fällt durch seine Reinheit von Einschlüssen und durch einen schmalen dunklen Saum auf, der mit den Kelyphitkrusten nicht zu vergleichen ist, vielmehr aus Glimmerschüppchen und Erzkörnchen besteht. Außer den beiden Hauptgemengteilen erkennt man auf geschliffenen Flächen noch bis 1 mm große Körner eines nicht magnetischen grauen Erzes, anscheinend Ilmenit (?) sowie vereinzelt 1—2 mm große Körnchen eines dunkelfarbigten Minerals, das leicht isoliert werden konnte. Bei spezieller Prüfung durch meinen Freund F. KOLBECK erwies es sich als Perowskit. Weitere Gemengteile ermittelte ich durch Trennung des Gesteinspulvers mit KLEINScher Lösung und durch Aufschließen anderer Proben mittels Schwefelsäure und Flußsäure. Durch erstere Methode wurde Biotit z. T. in scharfen hexagonal umrandeten Täfelchen mit ziemlich großem Achsenwinkel isoliert. Im Rest nach Behandlung mit Flußsäure dagegen fand ich einen kleinen Kristall von Zirkon, mehrere bis 0,5 mm große Körner von Rutil, deren Bestimmung ebenfalls Herr F. KOLBECK chemisch nachprüfte, vereinzelt kleine Diamanten und endlich unregelmäßige kristalline Blättchen von Graphit¹⁾. Textfig. 4 stellt eines der isolierten Graphitkörner dar, das 0,7 mm mißt und deutliche Kristallkanten erkennen läßt, die eine matt glänzende trigonale Fläche umgrenzen. Dieser Graphit gibt deutlichen bleigrauen Strich auf Papier und gehört zu den weicheren Varietäten dieses Minerals.

Die Gegenwart des Graphites neben dem Diamant ist von größtem Interesse. So wissen wir jetzt, daß auf engem Raume nebeneinander beide Modifikationen des Kohlenstoffes sich bilden konnten und daß beide neben dem für die Paragenesis der südafrikanischen Diamanten so bezeichnenden Perowskit schon zu den frühesten intratellurischen Abscheidungen aus dem kimberlitischen Magma gehören. Hierbei ist daran zu er-

¹⁾ Nicht gelingen wollte uns die mineralogische Bestimmung von kleinen dunkelfarbigten Körnchen, die ebenfalls im Rest des völlig mit Flußsäure zersetzten Pulvers sich fanden. Wir geben die beobachteten Kennzeichen: in dünnen Splitterchen licht honiggelb durchscheinend, hohe Doppelbrechung, ziemlich hoher Brechungsexponent, vor dem Lötrohr keine Titanreaktion, schmilzt in der Phosphorsalzperle, gibt schwache Reaktion auf Eisen.

innern, daß es Herrn H. MOISSAN schon 1893 gelungen war, Graphit neben Diamant und schwarzem Diamant im Blue Ground von Old De Beers Mine nachzuweisen¹⁾. Andererseits sah ich im Sommer 1905 zu Johannesburg ausgestellt von Herrn H. S. HARGER und meines Wissens von ihm auch beschrieben ein Stück eklogitartiges Gestein aus dem Blaugrund von Jagersfontein mit blätterigem Graphit in einem teilweise serpentinierten Diopsid.



Fig. 4. Ein 0,7 mm messendes Graphitaggregat bei 40 maliger Vergrößerung.

Die grobkörnig-kristalline Struktur unseres Diamant und Graphit führenden Gesteines schließt eine Entstehung desselben innerhalb der Pipes aus. Diese sog. Eklogitknollen verhalten sich zum Kimberlit genau so wie die Olivinfelsknollen oder -bomben in manchen Basalten und Basalttuffen zu diesen. Auch sie sind als schon fertige Gebilde der Tiefe durch die nachfolgenden Eruptivvorgänge emporgetragen oder emporgeschleudert worden. Hierbei haben sie die sonderbare Abrundung erlitten, die sie mit Flußgeröllen verwechseln ließ.

Die Bezeichnung Eklogit für die geschilderten Gebilde ist wohl kaum statthaft, da diese genetisch mit den Eklogitlinsen des Gneisgebirges nichts gemein haben, auch in der Zusammensetzung abweichen. Wir gestatten uns daher den Vorschlag, diese Gesteinsmassen als Griquaïte in die Literatur einzuführen, da sie in Griqualand West eine so weite Verbreitung haben.

Merkwürdig ist, daß diese in zahlreichen südafrikanischen Diamantgruben bekannten Griquaïtknollen nur in Newlands Diamanten geliefert haben, obwohl man eifrig daraufhin sie

¹⁾ H. MOISSAN: Sur la présence du graphite, du carbonado et de diamants microscopiques dans la terre bleue du Cap. C. R. Acad. sci. 116, S. 292—295. Paris 1893.

auch auf anderen Plätzen untersuchte. Herr GARDNER WILLIAMS z. B. ließ bei Kimberley eine Menge von 1 load sammeln und aufbereiten, ohne, wie ich höre, Diamanten nachweisen zu können. Daher denn auch die von manchen geäußerten Zweifel an der Existenz der Diamanten in den Boulders von Newlands, die nun endgiltig widerlegt sein dürften.

Endlich ist noch darzulegen, daß neben den Peridotit- und Griquaïtknollen in dem Blue Ground von Newlands auch ziemlich häufig solche von Gabbrogesteinen sich finden, die mit jenen die Reise aus der Tiefe nach oben gemacht haben. Auch in Bezug hierauf sei es uns gestattet, die bereits von Herrn BONNEY gemachten Angaben noch um einige Bemerkungen zu ergänzen.

4. Gabbros, Norite und Labradoritfelse als Einschlüsse im Blue Ground von Newlands.

In dem von Herrn A. MACCO gesammelten Hard Blue von Newlands, den wir oben beschrieben, erkennt man häufige Einschlüsse von Fragmenten verschiedener Varietäten von Gabbro. Auch stellte mir der Genannte eine Anzahl lose auf der Grube vorgefundener Gabbrobrocken aus dem dortigen Blue Ground freundlichst zur Verfügung, deren Beschreibung hiermit folgt:

Es sind mittelkörnige, richtungslos struierte dunkelgefärbte Gesteine, als deren Gemengteile dem unbewaffneten Auge zunächst sich eine schwärzlichgrüne Hornblende, ein lichtgraubrauner Enstatit, z. T. in messinggelb glänzenden Bastit umgewandelt, und ein gestreifter Feldspat erkennen lassen. Auch heller gefärbte, weil feldspatreichere, Stücke sind vorhanden.

Unter dem Mikroskop erwiesen sich diese Gesteine als typische Hornblendegabbros. Sie bestehen, wie auch aus Taf. XIII Fig. 1 hervorgeht, aus Labradorit, einer primären dunkelgrün durchscheinenden Hornblende, einem ganz lichtgrün oder farblos durchscheinenden Diopsid, der oft parallel der Längsachse mit der Hornblende verwachsen ist, aus Enstatit, dessen Übergang in Bastit deutlich verfolgt werden kann, aus dunkelbraunem Biotit und zahlreichen Körnern von Titanomagnetit. Sekundäre Hornblende wurde nicht beobachtet.

Als extremes Spaltungsprodukt dieser Gabbrogesteine vermag ein Labradoritfels bezeichnet zu werden, der uns als „Bowler“ aus dem Blue Ground von Newlands schon 1898 von Herrn TRÜBENBACH überbracht worden war, ein überfaustgroßes stumpfeckiges Stück. Dies lichtgrau gefärbte Ge-

stein besteht bei weitem vorwiegend aus Labradorit, der unter dem Mikroskop die charakteristischen pelluciden Nadelchen und zarte Flecken anders orientierter Plagioklassubstanz neben der regelmäßigen Zwillingslamellierung erkennen läßt. Wenig Enstatit und Biotit deuten die Zugehörigkeit zu den Gabbros oder besser Noriten an. Ganz besonders auffällig ist der Reichtum dieses Labradoritgesteines an bis 5 mm langen Kristallen von braunem Zirkon. Dies Mineral ist ihm in größerer Menge beigemengt als der Enstatit und Biotit. Farbe und Gestalt dieser Zirkone und derjenigen im Blue Ground ist übrigens nicht übereinstimmend.

Ob auch diese Gabbrogesteine Spaltungsprodukte desselben Magmas sind, wie Griquaït und Kimberlit, möchten wir nicht bestimmt entscheiden. Wahrscheinlicher dünkt es uns, daß hier eine zufällige räumliche Verbindung besteht, vielleicht in der Weise, daß über dem Kimberlitherd eine Gabbromasse sich befindet, die vom Kimberlit zu durchsprengen war.

Anhang.

Einschluß von Granat-Cyanit-Gestein im Blue Ground von Damplaats.

Im vorigen Jahre sandte mir Herr E. H. V. MELVILL in Johannesburg von dem Blue Ground-Vorkommen von Damplaats oder Roberts Victor Mine 30 km östlich von Boshof in der Oranje-Fluß-Kolonie eine Probe von einem höchst bunt gefärbtem Einschluß. In einer lichtgrauen Masse eingebettet zeigte er gelbrote bis 6 mm große Körner von Granat und prächtig kornblumenblaue bis 5 mm große Individuen von Cyanit. Die mikroskopische Untersuchung ergab folgendes: Granat und Cyanit bilden, wie Taf. XIII Fig. 2 zeigt, zerspratzte Einschlüsse in einem Plagioklas-Augitgestein, das zugleich viele kleine grüne Spinelle und einzelne dunkelblaue Körner von Korund enthält. Im allgemeinen erinnert die Struktur der Eruptivmasse an einen Diabas. Große Partien derselben gleichen indessen einem trüben Email, worin die Plagioklase skelettartig entwickelte Einsprenglinge bilden. Einzelne gänzlich isotrope Flecken erweisen sich als Glas.

Daß die Körner von Granat und Cyanit Reste eines älteren Gesteines sind, welches durch das Plagioklas-Pyroxengestein teilweise eingeschmolzen und verändert wurde, geht aus Trümchen des letzteren hervor, die Granat und Cyanit mehrfach durchsetzen. Zuweilen haben sich übrigens noch

kleinere körnige Aggregate dieser beiden Mineralien im Zusammenhang erhalten.

Die optisch ganz gut bestimmbaren Korunde sind mit Vorliebe an den Rändern der Cyanite angeschossen, wobei sie nicht selten ein wenig in deren Inneres hineinspießen. Die Spinelle haben dagegen den Saum der Granatkörner bevorzugt, wo auch grünliche Pyroxene ähnlich den Porricinen am Rande mancher Einschlüsse in Basalten sich angesetzt haben.

Innerhalb der Plagioklasleisten erkennt man bei starker Vergrößerung neben Mikrolithen von Spinell und Pyroxen auch Glaseinschlüsse.

Endlich sind noch ganz vereinzelte bis 0,5 mm große Körner von Rutil zu erwähnen. Sie liegen in den emailartigen Partien eingebettet und scheinen abgerissene Bestandteile des ursprünglichen Granat-Cyanitgesteines zu sein.

Leider ist uns die Zusammensetzung des Blue Grounds von Damplaats, worin man Diamanten und den merkwürdigen Einschuß neben solchen von „Eklogit“ gefunden hat, nicht aus eigener Anschauung bekannt. Nach dem Geschäftsbericht der Grube vom März dieses Jahres ist das dortige Gestein eine kalkige Serpentinbreccie mit Olivin, Pyroxen, Biotit und Granat. Ilmenit ist selten. Bis in die ungewöhnliche Tiefe von 40 m hinab trägt die Breccie den Charakter eines stark verwitterten Yellow Ground. Das Nebengestein in der obersten Region bilden Eccaschiefer.

Vermutlich darf man äußern, daß das Granat-Cyanitgestein ein durch ein Plagioklas-Pyroxenmagma veränderter Griquaätklumpen ist. Cyanit ist übrigens auch aus dem Kimberlit bekannt, wenn auch nur mikroskopisch¹⁾.

Während der Korrektur dieser Zeilen geht mir durch die Freundlichkeit des Herrn Dipl.-Bergingenieur A. VON DESSAUER ein weiteres Stück von „Eklogit“ aus dem Yellow Ground der Roberts Victor Mine zu. Es ist das kleinfaustgroße Fragment eines größeren Knollens mit geglätteter Oberfläche und besteht in der Hauptsache aus lichtrotbraunem Granat und trübem, graugrünem Diopsid. Cyanit wurde nicht beobachtet. Bei der mikroskopischen Untersuchung zeigte sich der größte Teil der Granaten von zahllosen kleinen Sprüngen durchzogen, die wie die Trockenrisse eines Schlammes verlaufen. Schon am Handstück mit der Lupe nimmt man diese bis ins kleinste gehende Zerberstung wahr, welche den Granatflächen unter dem Mikro-

¹⁾ H. CARVILL LEWIS: Genesis and matrix of the Diamond. London 1897, S. 39.

skop das Aussehen einer Mosaik verleiht. Der Diopsid erweist sich größtenteils angefüllt mit kleinkörnigen Streifen und Flecken, die aber anscheinend noch aus Diopsid bestehen, wenigstens weder durch Farbe, noch durch Lichtbrechung oder Auslöschung sich von ihm merklich unterscheiden. Gewisse Teile des Knollens werden von vielverzweigten Klüften durchtrüert, deren Füllung hauptsächlich aus Biotit besteht, aber auch einzelne lichtbraune Hornblendekörner und nicht selten Oktaeder eines grünen Spinells enthält.

Ganz ohne Analogon scheint übrigens der merkwürdige Fund von Damplaats doch nicht zu sein, wie aus der sehr interessanten Arbeit von Herrn G. W. CARD¹⁾ hervorgeht. Er stellte in einer Pipe des Bingera Diamantenfeldes in New South Wales unter den übrigens auch Diamanten führenden Bestandteilen der die Füllung bildenden Eruptivbreccie Einschlüsse von „Eclogite“ fest, die aus Granat, einem chromfreien Diopsid, Feldspat (Bytownit) und Cyanit zusammengesetzt sind.

Kurze Zusammenfassung der wichtigsten Ergebnisse.

Die Schichten der Karooformation enthalten im Gebiet der Newlandsgruben das glaziale Dwyka-Konglomerat, das dort als Bastard Blue bezeichnet worden war.

Der Blue Ground von Newlands ist perowskitärmer und biotitreicher als der von Kimberley. Eine wesentliche Verschiedenheit zwischen dem aus den Pipes und dem aus Gangtrümmchen von ersterem Orte besteht nicht.

Das Hard Blue-Gestein des Ganges an der Kimberley-Pipe ist kein Tuff oder Breccie, sondern ein echtes Erstarrungsgestein.

Der Hard Blue von Newlands dagegen ähnelt dem Kimberlit von dort, von dem er sich wesentlich nur durch größere Frische unterscheidet.

Die Eklogit („Griquaït“-)klumpen im Blue Ground von Newlands sind intratellurische Ausscheidungen aus dem gleichen Magma, dem das Material der Pipes entstammt.

Ihr Diopsid ist vielfach gesetzmäßig von parallelen Stengeln und Lamellen von Granat durchwachsen.

¹⁾ G. W. CARD: An Eclogite-bearing Breccia from the Bingera Diamond Field. Rec. Geol. Surv. N. S. Wales VII, Teil 2, S. 29, 1902.

Die Zusammensetzung des Diamanten führenden Griquaïtes („Eklogites“) von Newlands ist genauer festgestellt. Das Gestein besteht aus Diopsid, Granat, Biotit, Ilmenit (?), Perowskit, Rutil, Zirkon, Diamant und Graphit.

Der Schauplatz der Entstehung von Diamant und Graphit ist damit in die Tiefe zu verlegen, wo eine Einwirkung des Magmas auf Kohle oder bituminöse Gesteine ausgeschlossen erscheint, wohl aber ein ursprünglicher Gehalt an Metallkarbiden das Urmaterial geboten haben kann. Es ist zu vermuten, daß auch die einzelnen Diamanten des Blue Ground schon in der Tiefe des Magmaherdes ausgeschieden waren, da sich die auch für Newlands nachgewiesenen zerbrochenen Diamanten so am ungezwungensten erklären.

Die Anreicherung der Diamanten im obersten Niveau mancher Pipes und das Vorkommen von oben hineingefallenen Materiales (Holzreste) setzt voraus, daß manche Pipes doch wie die Maare offen mündeten. Im Ringwall konnte eine Konzentration der Diamanten durch den Wind stattfinden, ehe durch Einschwemmung und Nachstürzen der Wandungen, das oberflächlich aufgeschüttete Haufwerk desselben wieder in dem Schlot verschwand.

Manuskript eingegangen am 2. April 1907]

Nachtrag.

Zu meinem Bedauern erhalte ich erst nach vollendeter erster Korrektur meines Aufsatzes Einblick in eine wichtige Arbeit des Herrn HAROLD S. HARGER: The Diamond Pipes and Fissures of South Africa. (Trans. Geol. S. Africa, Bd VIII, Sept. bis Dez. 1905, S. 110—134.) Kann ich nun auch nicht mehr näher auf diese Arbeit eingehen, so möchte ich doch wenigstens einige wichtigere Punkte aus derselben den Lesern meiner Abhandlung noch nachträglich mitteilen.

Das Problem von der Zeit, in welcher die Pipes entstanden, findet weitere Klärung. H. S. HARGER bringt nämlich erneute Beweise dafür, daß die Bildung der Pipes auch im Kimberley-Distrikt zu einer Zeit stattfand, als über dem dortigen Eccla-Horizont noch das ganze Schichtensystem bis hinauf zum Cave Sandstone vorhanden gewesen sein muß. Denn er fand im Blue Ground der Jagersfontain-Grube, deren

Nebengestein dem Horizonte der Molteno-Schichten angehört, Schollen eines roten sandigen Schiefertons, wie er für die unmittelbar unter dem Cave Sandstone lagernden Roten Schichten charakteristisch ist, dagegen nicht etwa unterhalb der Molteno-Schichten vorkommt. Die gleichen Funde machte er in der Lace-Grube. Ja sogar Fragmente der charakteristischen Drakensberg-Laven mit ihren von Natrolith, Pektolith und Kalzit erfüllten Mandeln entdeckte er in der Monastery-Grube, deren Nebengestein jetzt dem oberen Molteno-Horizont angehört. Der Autor datiert daher die Bildung der Pipes unmittelbar nach der Entstehung der Drakensberg-Vulkane. Danach hätten sie jungtriassisches oder jurassisches Alter und würden den letzten Akt der südafrikanischen Eruptivtätigkeit darstellen.

Fernerhin bringt der Autor einige weitere aufklärende Angaben über die diamantführenden Kimberlitgänge, von denen er zahlreiche Beispiele untersuchen konnte. Das Gestein dieser Spalten unterscheidet sich danach von dem der Schlote in folgender Hinsicht: Es enthält weniger Nebengesteinsfragmente, ist weniger deutlich breccienartig und fast immer glimmerreicher. Es stimmt dies völlig mit unseren Ergebnissen überein. Übrigens hat H. S. HARGER alle charakteristischen Mineralien der Pipes auch in den Spalten gefunden: Ilmenit, Granat, Enstatit, Chromdiopsid und andere Pyroxene, Biotit, Vaalit und andere Glimmer, Zirkon und Cyanit, gelegentlich auch Klumpen von „Eklogit“ und Pyroxenit. Eingehendere mikroskopische Untersuchungen und Vergleiche vermissen wir indessen in seiner Arbeit.

Bei der Aufzählung der Bestandteile der sog. Eklogite finden wir auch das von uns S. 301 erwähnte Stück von Jagersfontain näher beschrieben. Es besteht aus harzähnlich glänzendem, gelblich-rotem Granat und serpentinisiertem Diopsid, der blätterigen Graphit umschließt. Verwachsen mit ganz ähnlichem harzartig aussehenden Granat kennt H. S. HARGER von dort auch einen Diamant, einen Zwillingskristall im Besitz von Herrn D. DRAPER.

Die von uns eingehend beschriebenen Knollen von der Roberts Victor-Grube mit Cyanit sind nur kurz erwähnt. Außerdem wird mitgeteilt, daß in derselben Grube auch lose Cyanitfragmente im Kimberlit vorkommen.

In bezug auf die Herkunft der Griquaite kommt der Verfasser übrigens zu ganz ähnlichen Ansichten wie wir.

12. Die Gneise des Erzgebirges und ihre Kontaktwirkungen.

Von Herrn C. GÄBERT in Leipzig.

Hierzu 1 geologische Übersichtskarte i. M. 1:300000 auf Tafel XIV, Tafel XV bis XX und 4 Textfiguren.

Seit einer Reihe von Jahren habe ich durch meine im Auftrage der Königl. Sächs. geologischen Landesanstalt ausgeführten und auf einen großen Teil des Erzgebirges sich erstreckenden geologischen Revisions- und Aufnahmearbeiten Veranlassung, mich mit der Frage der Gneise und kristallinen Schiefer, speziell derjenigen des Erzgebirges, zu beschäftigen. In den Jahren 1902/03 revidierte ich die Gegend von Annaberg und publizierte in dem im Jahre 1904 in 2. Auflage erschienenen Text zu Sektion Annaberg-Jöhstadt der geologischen Spezialkarte von Sachsen diejenigen Anschauungen über die genetische Natur der west erzgebirgischen Gneise, zu welchen ich bis dahin durch das Studium der geologischen Verhältnisse, besonders derjenigen der Annaberger Gegend, gelangt war. Seit jener Zeit sind von mir die Sektionen Marienberg, Zschopau, Augustsburg (Schellenberg-Flöha) und Freiberg-Langhennersdorf einer Revision unterzogen worden, namentlich aber während wochenlanger Exkursionen eingehende Studien über die genetischen Verhältnisse der Gneisformation auch in dem gesamten übrigen sächsischen Erzgebirge, bis an das elbtalgebirgische Schiefergebirge, angestellt worden.

Um nun ein nicht allein einheitliches, sondern auch vollständiges Bild der Gneise und kristallinen Schiefer des gesamten Erzgebirges zu erlangen und dasselbe auch zum kartographischen Ausdrucke bringen zu können, erhielt ich im Sommer 1904 von der Direktion der Königl. Sächsischen geologischen Landesanstalt den Auftrag, auch das böhmische Erzgebirge, von Reitzenhain-Preßnitz an bis nach Niklasberg (im östlichen Erzgebirge), zu begehen und dabei genetische Studien und Erörterungen in den Vordergrund zu stellen. Es bot sich hierbei eine seltene Gelegenheit, jene großen Gebiete des Erzgebirges kennen zu lernen, welche leider seit den

Tagen JOKELYS und NAUMANNs hauptsächlich nur von LAUBE in den Kreis der Betrachtungen gezogen worden sind¹⁾. Wie notwendig es aber war, bei genetischen Studien über die kristallinen Schiefer des Erzgebirges sich nicht allein auf dessen sächsischen Anteil zu beschränken, sondern auch der böhmischen Seite des Gebirges größte Aufmerksamkeit zu schenken, erhellt daraus, daß auf letzterer mannigfache Aufschlüsse vorhanden sind, welche für die Deutung der genetischen Verhältnisse der kristallinen Schiefer von großer Bedeutung sind, und welche in Sachsen nirgends ihresgleichen haben.

Nach diesen auf das gesamte Erzgebirge ausgedehnten Exkursionen bin ich heute in der Lage, meine damals im westlichen Erzgebirge gewonnenen Anschauungen, vornehmlich über die genetische Natur der Gneise, auf einer viel breiteren Basis geben und manches s. Z. Gesagte berichtigen und ergänzen zu können.

A. Die Lagerungsverhältnisse der erzgebirgischen Gneiskuppeln und der die Gneisformation umrahmenden kristallinen Schiefer.

I. Die Gneisformation.

Um das auf den ersten Blick recht kompliziert erscheinende Bild der kristallinen Schiefer des Erzgebirges zu klären und nach seinen Grundzügen aufzulösen, soll im Nachfolgenden zuerst ein Überblick über die Lagerungsverhältnisse der Gneiskuppeln und der sie aufbauenden Gesteinsglieder sowie über die Lagerungsbeziehungen der die Gneisformation umrahmenden Schiefer gegeben werden²⁾, jedoch ohne Rücksicht auf genetische und Altersfragen. Denn die Tektonik der Gneiskörper, deren Bankung („Schichtung“) sich wie bei Schichtgesteinen nach Streichen und Fallen mit dem Kompaß bestimmen läßt, bleibt im Grunde genommen dieselbe, gleichviel, ob man sie als eruptive Bildungen auffaßt oder nicht.

Die gesamte erzgebirgische Gneisformation baut sich in der Hauptsache aus einer Anzahl rundlicher oder länglicher

¹⁾ G. LAUBE: Geologie des böhmischen Erzgebirges. Prag 1887.

²⁾ Vergl. hierzu auch: A. RATHSBURG: Geomorphologie des Flöha-gebietes. 1904. S. 18 f.

Gneiskuppeln auf, welche durch flache, selten steil einfallende Synklinalen miteinander verknüpft sind. In den Scheitelregionen der jetzt mehr oder minder tief denudierten Kuppeln sind die tiefsten Horizonte der betreffenden Gneise entblößt, welche gewöhnlich sehr flache, teilweise schwebende Lagerung aufweisen, während nach außen zu sich schalenförmig immer jüngere Gesteinshorizonte auflagern. Ihr Ausstrich innerhalb der Denudationsfläche hat daher, von nachträglichen Dislokationen abgesehen, schlank-linsenförmige, bandartige, ja ringförmige Gestalt.

a) *Die Freiburger Gneiskuppel und das Gneisareal von Dippoldiswalde, Frauenstein, Fürstenwalde (gnf der Karte).*

Die Freiburger Gneiskuppel nebst dem großen Gneisareal von Dippoldiswalde-Frauenstein-Fürstenwalde baut sich vorherrschend aus grobschuppigem Biotitgneis (*gnf*) auf, welcher den tiefsten geologischen Horizont der grauen Gneise überhaupt repräsentiert. Freiberg und dessen unmittelbare Umgebung bilden das Zentrum der Gneiskuppel, innerhalb dessen die Gneisbänke zwar nach verschiedenen Richtungen, aber außerordentlich flach (5 bis 10°) einfallen. Erst in größerer Entfernung vom Zentrum macht sich in einem entschiedenen und beständigen Einfallen der umlaufende Schichtenbau geltend, wie dies auch die auf der Karte eingetragenen Fallzeichen erkennen lassen. Nur östlich von Freiberg ist die Regelmäßigkeit des Kuppelbaues durch den hier den Gneis durchbrechenden Bobritzscher Granitstock gestört. Wohl aber lagern in der östlichen Hälfte der Freiburger Gneis-Zentralmasse, südlich von Klingenberg, die Gneisbänke wiederum flachkuppelförmig, um weiter nach außen in südlicher, südöstlicher und nordöstlicher Richtung abzufallen.

An ihrer Ostseite steht die Freiburger Kuppel in direktem Zusammenhang mit dem großen Gneisareal von Dippoldiswalde-Glashütte-Fürstenwalde, dessen Tektonik wesentlich komplizierter ist als diejenige der Freiburger Kuppel, vornehmlich deshalb, weil hier zwei Streichrichtungen, die erzgebirgische und die Lausitzer, zusammentreffen. Während nämlich bei Dippoldiswalde die Biotitgneise noch unter dem Einfluß der Freiburger Kuppel stehen, kommt südöstlich hiervon — entlang dem Altenberger Granitporphyrzug — das erzgebirgische Streichen (SW—NO) mit nordwestlichem Fallen zum Ausdruck, dieses selbst dreht aber entlang der nordöstlichen Grenze des Gneisareales gegen das Schiefergebirge

— und zwar auf der Strecke Hausdorf (Sektion Kreischa)-Gottleuba-Hellendorf — sehr energisch in die Lausitzer Streichrichtung (NW—SO) um.

b) Die Umrahmung der Freiburger Gneiskuppel (gn).

In der weiteren Umgebung von Freiberg geht der grobschuppige Biotitgneis der unteren Stufe ohne scharfe Grenze in den feinkörnig-schuppigen Biotitgneis der oberen Stufe ($gnx = gn$) über. Die letztere repräsentiert also nur einen geologisch höheren Horizont der grauen Gneise, welcher nach petrographischen, vor allem aber nach später zu besprechenden genetischen Merkmalen von der tieferen Gneisregion (gnf) abgehoben wurde.

Wie die in die Karte eingetragenen Fallzeichen erkennen lassen, wird der untere Freiburger Gneishorizont beinahe ringförmig von den gemäß dem Kuppelbau regelmäßig nach außen einfallenden feinkörnig-schuppigen Gneisen der oberen Stufe umrahmt. Von Frauenstein an läßt sich diese obere Gneiszone westlich über Mulda nach Großhartmannsdorf, Eppendorf verfolgen, woselbst sie bis 6 km Breite erlangt, um sodann nach Nordwesten herumbiegen, sich bei Frankenstein-Bräunsdorf auf 2 km zu verschmälern und nördlich von Freiberg, bei Burkensdorf, wieder bedeutend an Breite zuzunehmen. Nach Unterbrechung durch Porphyry, Quadersandstein und Tonschiefer taucht sodann die obere Gneisstufe bei Klingenberg und Tharandt (auf Sekt. Tharandt) wieder auf, um den tieferen Horizont der grauen Gneise bis westlich von Kreischa zu begleiten, woselbst die obere Gneisstufe von dem diskordant sich auflagernden Rotliegenden verdeckt wird.

Nördlich von Freiberg verschwindet der obere Horizont der grauen Gneise teils unter jüngeren Formationen, teils läßt er sich an einzelnen Aufschlüssen noch weit im Muldetale abwärts verfolgen.¹⁾ Im Westen hingegen, etwa von Siebenlehn an, taucht er unter die Glimmerschieferformation unter. Nach Süden hin — also in der Gegend von Eppendorf, Großhartmannsdorf, Mulda — schmiegt er sich an die tektonisch nun zur Herrschaft gelangende Saydaer Kuppel an (s. S. 312).

Das Areal des grauen Gneises (gn), welches westlich des gewaltigen Altenberger Quarzporphyryzuges gelegen und von dem Granitstock von Fleyh sowie dem Wieselsteiner Granit-

¹⁾ Vgl. Sekt. Roßwein-Nossen.

porphyrgang durchsetzt wird, steht entlang seiner westlichen Grenze, also auf der Strecke südwestlich von Frauenstein bis hinab nach Oberleutensdorf, unter dem Einfluß der nachher zu besprechenden beiden Kuppeln von vorherrschend roten Gneisen, nämlich der Saydaer und der Reitzenhain-Katharinaberger Kuppel. Demgemäß fallen die grauen Gneise auf jener Strecke bei nordwestlichem bis westnordwestlichem Streichen flach nach NO resp. NNO ein. Komplizierter sind die tektonischen Verhältnisse in der unmittelbaren Umrahmung des Fleyher Granitstockes sowie in der östlichen Gneispartie längs des Schellerhauer Granites und entlang der höchstwahrscheinlich auf einer großen, die Gneisformation in nordsüdlicher Richtung durchsetzenden Verwerfungsspalte emporgedrungenen Teplitzer Porphyrmasse¹⁾. Ein Generalstreichen ist hier kaum zu konstatieren, da infolge der Durchbrüche der genannten Eruptivmassen die Lagerungsverhältnisse der Gneisformation mannigfache Störungen erlitten haben²⁾. Während z. B. die grauen Gneise bei Moldau (nördl. von Sign. 816 der Karte) NNW streichen und östlich einfallen, neigen sie sich südlich von Niklasberg nach der entgegengesetzten Seite (SW), also von der Porphyrmasse weg, um endlich am Steilabsturz des Erzgebirges südwestlich von Klostergrab nach SO einzufallen.

c) *Die Saydaer Kuppel.*

An die Freiburger Gneiskuppel schließt sich südlich die Saydaer Kuppel an, deren Achse in westnordwest-ostsüdöstlicher Richtung verläuft und durch die unmittelbar nördlich von Dörntal gelegene Voigtsdorfer Höhe geht. Auf der beifolgenden Karte gibt die Verbindung des nördlich von Dörntal gelegenen + Zeichens mit der ostsüdöstlich gelegenen Höhe 729 die Richtung der Kuppelachse an.

Die zentrale Partie der Saydaer Kuppel wird von Gesteinen der roten Gneisformation aufgebaut, deren tiefster Horizont bei und nordwestlich von Dörntal bloßgelegt ist und hier im allgemeinen schwebende Lagerung aufweist. In

¹⁾ Vergl. K. DALMER: Erläuterungen zu Sekt. Altenberg-Zinnwald, S. 10 und 26.

²⁾ Sehr erschwert wird die Erkenntnis der Lagerungsverhältnisse der Gneise in der Umgebung des Fleyher Granitstockes durch das Fehlen jeglicher geologischer Spezialkarten jener Gegend. Eine detaillierte Aufnahme derselben müßte übrigens ihr Augenmerk auch darauf richten, ob wirklich, wie es auf beifolgender Karte vorläufig dargestellt ist, alle dortigen Gneise zur oberen Stufe der Gneisformation (gn) gehören.

weiterer Entfernung von Dörntal fallen, wie die Karte erkennen läßt, die Bänke des roten Gneises allseitig nach außen ein, wodurch sich eine ovale, etwas ostwestlich gestreckte Kuppel herausbildet. Auf diese folgt eine schmale Zone von Granatglimmerfels mit Glimmerschiefer (*mg* der Karte) in inniger Verbindung mit Muskovitgneisbänken sowie mit zahlreichen Einschaltungen von Eklogit (zwischen Obersayda und Niederhaselbach), welche jedoch nur auf der Westseite der Kuppel geschlossen ist, während sie auf der Ostseite noch bei Sayda erhalten, am Nordrande der Kuppel aber durch Verwerfungen mehrfach gestört und in einzelne Teile zerlegt ist. Besonderes Interesse gewinnt der westliche und südwestliche geschlossene Teil dieser Zone, welcher als Flammengneis ausgebildet ist (s. S. 332), während sie im übrigen sich aus feinkörnig-schuppigen Biotitgneisen aufbaut. Nordöstlich reicht diese Zone etwa bis an die Freiburger Mulde, von Norden her greift sie infolge einiger Verwerfungen ziemlich tief in den zentralen Muskovitgneis ein.

Auf den Flammengneis folgt endlich als dritte Zone der Saydaer Kuppel ein mächtiges Lager von roten Gneisen, welches jedoch nur auf der West- und Südseite der Kuppel entwickelt ist und südöstlich von Sayda mit einer sehr kompliziert verlaufenden, mehrfach aus- und einspringenden Verwerfung an den grauen Gneisen der Gegend von Neuhausen abstößt.

Während im Süden, bei Oberneuschönberg, diese Muskovitgneiszone mit dem gewaltigen Areale von rotem Gneis bei Katharinaberg verfließt, wird sie nach N und NW zu (südlich von Eppendorf) von Verwerfungen abgeschnitten. Gleichzeitig erweisen sich die roten Gneise hier wiederum mit glimmerschieferartigen Gesteinen (*mg*) verknüpft, welche bei der Waltersdorfer Höhe (südöstlich von Eppendorf) tief fingerförmig in die Zone roten Gneises eingreifen.

Die nordwestliche Fortsetzung dieser so innig mit rotem Gneismaterial durchwobenen Glimmerschiefer und Granatglimmerfelse (*mg*) fügt sich den hangendsten Horizonten der Freiburger Gneiskuppel ein und füllt die Gegend zwischen Eppendorf, Metzdorf und Öderan aus, hat jedoch zwischen Eppendorf und Borstendorf durch Verwerfungen und Einfaltungen ihren ehemaligen Zusammenhang völlig verloren, so daß ihr Niveau jetzt teilweise von grauen Gneisen eingenommen wird.

Unter dem Einfluß der Saydaer Kuppel stehen auch noch die das rechte Ufer der Flöha von unterhalb Borstendorf an

bis fast nach Grüntal aufbauenden grauen, vornehmlich Flammengneise, welche demgemäß nordwestlich streichen und nach SW einfallen, während auf dem linksseitigen Ufer der Flöha bereits nordöstliches Einfallen herrscht. Hierdurch entsteht eine etwa dem Tallaufe der Flöha folgende Synklinale („Flöhasynklinale“)¹⁾, deren Achse jedoch mehr der linken Talflanke folgt.

d) Die Reitzenhain-Katharinaberger und die Annaberg-Marienberger Gneiskuppel.

An die Saydaer Kuppel schließt sich südlich die weit größere Reitzenhain-Katharinaberger Gneiskuppel an, welche den Bau fast des gesamten südwestlichen Erzgebirges beherrscht und das bedeutendste Massiv von roten Gneisen im Erzgebirge darstellt.

Fast alle Strukturvarietäten der roten Gneise sind innerhalb dieses gleich einem gewaltigen Granitlakkolithen aus dem Kartenbilde heraustretenden Gneisareals aufgeschlossen: Überaus grobkörnige und grobflaserige rote Granite und Granitgneise („Riesengneis“) und deren mannigfache Übergänge zu langflaserigen, breit- und stengelflaserigen, ja holzartig gestreckten Muskovitgneisen, endlich lagenförmig-plattige sowie feingranitische Muskovitgneise. Auf beifolgender Karte wurden nur drei Varietäten der roten Gneise abgehoben: der grobgranitisch-grobflaserige, biotitführende rote Gneis („Riesengneis“ der Spezialkarten), die gestreckt-flaserigen (stengelflaserigen) Modifikationen, endlich der normale plattige rote Gneis.

Innerhalb der gewaltigen, im Westen bis an die Reitzenhain-Marienberger Bahnlinie, im Norden bis Poberšhau, Grüntal, im Osten bis an den Haselstein — westlich von Oberleutensdorf — und im Süden bis jenseits der mit 640 bezeichneten Berghöhe (Rodenau-Hannersdorf) sich ausbreitenden Masse von roten Gneisen tritt eine schmale, im Ausstrich bandförmige Zone grauer Gneise auf, deren Lagerungsverhältnisse und deren Anschnitt sich durchaus dem architektonischen Aufbau der Kuppel anpassen.

Diese Zone beginnt westlich von Katharinaberg, schließt den basaltischen Steindlberg in sich ein und erstreckt sich westlich, an Rübenau vorbei, bis nach Kühnhaide (nordöstlich von Reitzenhain). Sie baut sich vorwiegend aus körnig-flaserigen sowie langflaserigen Gneisen auf, stößt mit ihrer hangenden (nördlichen) Grenze auf eine weite Strecke

¹⁾ Vergl. A. RATHSBURG: a. a. O. S. 37.

gegen den sich auflagernden grobflaserigen Gneis des Kriegswaldes mit einer Verwerfung ab und fällt im allgemeinen nördlich resp. nordwestlich gemäß dem kuppelförmigen Aufbau der Gneismasse ein. Ihre streichende Fortsetzung findet diese Zone in einem schmalen Gneisbande, welches nördlich vom Beerhübel beginnt, weiter östlich die Kallich-Görkauer Chaussee schneidet (bei Göttersdorf) und endlich an der erzgebirgischen Hauptverwerfung gegen das böhmische Niederland scharf abschneidet. Dieser Teil der grauen Gneiszone fällt, als dem Südfügel der Kuppel angehörig, mit großer Konstanz nach Süden, und zwar recht steil ein.

Außer den eben beschriebenen Bändern grauen Gneises treten westlich von Kallich, bei Kühnhaide, graue und rote Gneise unter eigentümlichen Begrenzungsverhältnissen auf, eine Folge der hier herrschenden fast schwebenden Lagerung und der durch die Denudation hervorgerufenen flachen Anschnitte der Gneiskomplexe. Auf der Übersichtskarte sind diese Verhältnisse nur angedeutet, da sie in dem gegebenen Maßstabe nicht zu detaillieren waren.

Von der eben beschriebenen bandförmigen Zone grauer Gneise wird der eigentlich zentrale Teil der Reitzenhain-Katharinaberger Kuppel umschlossen, welcher ein ost-westlich gestrecktes Oval darstellt, dessen Achse vom Steinhübl (877 m) südlich Kallich über den Beerhübl (914) nach dem Bernsteinberge (921) verläuft. In dieser Kernpartie der ganzen Kuppel gelangen die tiefsten Gneishorizonte zum Ausstrich, und zwar sind dies überaus grobkörnige, teils rein granitisch ausgebildete, teils mit schwacher Parallelstruktur behaftete Gesteine, welche neben großen Muskovitschuppen reichlichen Biotit führen, und welche lokal (ohne irgend eine Grenze!) mit breitflaserigen und streifigen Muskovitgneisen verfließen. In den höheren Horizonten der Reitzenhain-Katharinaberger Kuppel, nämlich im Hangenden der vorhin beschriebenen Zone grauen Gneises, wiederholen sich die grobflaserigen und grobgranitischen roten Gneise. Demgemäß trifft man dieselben in jener Zone, welche von Brandau-Grüntal westlich nach dem Ausrück zieht, sodann (besonders schön im Tal der schwarzen Pockau) südöstlich nach Reitzenhain zu umbiegt und südlich vom Steinhübl vorüber über die 640 m-Höhe bis an den Steilabfall des Erzgebirges reicht, endlich in dem östlich von Katharinaberg zwischen Gebirgsneudorf und Deutscheinsiedel gelegenen Areale, woselbst in den Felsgruppen des Haselsteines grobe Granitgneise zu typischer Entfaltung gelangen (s. S. 336).

Östlich vom Haselstein, am Göhrenberge, kommt die Kuppel der roten Gneise mit ihren hangendsten, aus normalen und stengelfaserigen Muskovitgneisen gebildeten Komplexen in Kontakt mit der oberen Stufe der Freiburger grauen Gneise, unter welche die roten Gneise konkordant einfallen. Die letzteren ragen vom Göhrenberge aus in Gestalt eines schmalen, auf die hangendsten Komplexe der Saydaer Kuppel zustrebenden Bandes tief in den grauen Gneis hinein (bis östlich Neuhausen).

Die Reitzenhain-Katharinaberger Kuppel von rotem Gneis wird an ihrer S-, W- und N-Seite von grauen Gneisen der oberen Gneisstufe umrahmt, welche eine geschlossene, nördlich von Görkau am Steilabfall des Erzgebirges beginnende Zone bilden, die sich westlich nach Sebastiansberg wendet, um von da aus nach Nordwesten über Reitzenhain-Schmalzgrube nach Marienberg zu ziehen. Hier verbreitert sich die Zone ganz bedeutend und baut so die selbständige Marienberger Gneiskuppel auf (s. unten). Westlich von Reitzenhain wird diese dem Kuppelaufbau entsprechend ganz regelmäßig nach außen einfallende Zone von einzelnen Lagern roten Gneises unterbrochen, deren nördlichstes am Ausrück mit der großen zentralen roten Gneismasse in direkter Verbindung steht.

Östlich von Marienberg setzt sich der das Hangende der roten Granitgneise bildende graue Gneis in Gestalt einer schmalen, südlich bei Zöblitz vorüberziehenden und durch Verwerfungen sehr gestörten, teilweise nach Norden verschobenen Zone bis westlich Grüntal fort, um nach einer durch die roten Gneise bei Oberneuschönberg und das Becken von Brandau hervorgerufenen Unterbrechung östlich von Brandau wieder einzusetzen (hier mit denselben Einlagerungen, nämlich Hornfelsen und kristallinen Grauwacken wie westlich von Grüntal) und hier über Neuhausen die Verbindung mit dem oberen Freiburger Gneise zu gewinnen.

Innerhalb des vorherrschend aus körnig-faserigem grauen Gneis aufgebauten Marienberger Gneisareales kommen untergeordnete Aufwölbungen zum Ausdruck: die flache Wiesenbad-Marienberger Antiklinale und die Marienberger Gneiskuppel (vergl. Text zu Sekt. Marienberg-Wolkenstein, 2. Aufl., S. 29). Nördlich und westlich von Marienberg fallen die grauen Gneise flach, konkordant unter die sie in weitem Bogen umspannenden Glimmerschiefer ein.

Auf den oben beschriebenen, von Sebastiansberg aus über Schmalzgrube nach Marienberg ziehenden grauen Gneis folgt wiederum eine Zone roter Gneise, welche südwestlich

von Sebastiansberg beginnt, den Haßberg einschließt und über Jöhstadt-Arnsfeld sich nördlich bis Boden wendet. Während die östliche Flanke dieses Muskovitgneisareales noch der Tektonik der Reitzenhainer Kuppel folgt und demgemäß nach W einfällt, steht ihre W-Seite von Jöhstadt an bis Boden unter dem Einfluß der sogleich zu beschreibenden Annaberger Gneiskuppel und fällt deshalb östlich ein, sodaß auf der Strecke Jöhstadt-Boden sich eine Synklinale herausbildet. Etwa dem gleichen geologischen Horizont wie dieses *mgn*-Areal gehört die den Zöblitzer Serpentin einschließende Muskovitgneispartie an, welche bei im allgemeinen nordwestlichem Streichen nach NO zu [also gleichsinnig mit der westlichen Flanke der Flöhasynklinale (s. o.)] einfällt.

Das über 7 km breite Areal der grauen Gneise der Gegend von Marienberg steht nach SW zu in direkter Verbindung mit der für die Tektonik des westlichen Erzgebirges bedeutungsvollen Annaberger Gneiskuppel. Die Einheitlichkeit des gesamten Gneisareals wird jedoch durch die bis tief in die Glimmerschieferformation reichende Wiesenbader Verwerfung gestört, durch welche die Glimmerschiefer östlich der Verwerfung in das Niveau der Gneise gelangt sind und einen tief einspringenden Winkel in denselben bilden.

Die Annaberger Gneiskuppel weist dieselbe Regelmäßigkeit auf wie diejenige von Freiberg. In dem unmittelbar westlich der Stadt Annaberg gelegenen Zentrum der Kuppel lagern die Bänke nahezu schwebend, um mit zunehmender Entfernung immer entschiedener rings nach außen einzufallen. Dieser umlaufende Schichtenbau kommt auch durch die dem körnig-flaserigen Annaberger Gneise eingeschalteten Lager von Augengneis (*gna*)¹⁾ und Muskovitgneis (*mgn*) zum Ausdruck. An der NW- und SW-Seite der Kuppel fallen die Gneisbänke flach unter die konkordant auflagernden Glimmerschiefer ein.

Von sehr kompliziertem Bau ist der südöstlich an die Annaberger Gneiskuppel in der Richtung Weipert, Preßnitz, Kupferberg anschließende Gebirgsteil. In diesem herrscht, wie ein Blick auf die Karte lehrt, südöstliches bis östliches Streichen bei südwestlichem resp. südlichem Einfallen, also eine der Architektur der großen Reitzenhain-Katharinaberger Kuppel sich einfügende, gleichzeitig aber dem südöstlichen Quadranten der Annaberger Kuppel sich anschmiegende Tektonik. Das Grundprinzip des Aufbaues ist, trotz des reichen Wechsels der hier vertretenen grauen und roten Gneise mit Glimmer-

¹⁾ Vergl. hierzu S. 328.

schiefen, Granatglimmerfelsen sowie bedeutenden Zügen von grauack- und phyllitartigen Gesteinen, eine schalenförmige Aufeinanderfolge von Zonen, die als Glieder kuppelförmig aufgebauter Gebirgsteile bandartig zum Ausstrich kommen. Da für die Gegend südlich von Reischdorf sowie südlich und östlich von Kupferberg bis nach Platz, Schweigerberg, Görkau geologische Spezialaufnahmen fehlen, so kann hier das Kartenbild nicht Anspruch auf volle Richtigkeit machen, insbesondere gilt dies bezüglich der Verbreitungsbezirke der Schiefer und Grauacken gegenüber den Gneisen.

Auch für die Gegend von Weipert und Preßnitz (Sektion Kupferberg) soll die nach genetischen Gesichtspunkten entworfene Übersichtskarte nur eine vorläufige Auffassung zum Ausdruck bringen, solange nicht Revisionsaufnahmen der hier weitverbreiteten mit glimmerschiefer- und grauackeartigen Gesteinen verknüpften schieferigen Gneise stattgefunden haben.

Von besonderem Interesse ist das Lager von rotem Gneis bei Kupferberg, welches westlich von dieser Stadt einen schroffen Winkel bildet, um aus der anfänglichen Nordostrichtung plötzlich nach Ostsüdost umzuschwenken. Während die achsiale Partie dieses Gneislagers sich aus grobflaserigen Muskovitgneisen aufbaut, treten nach dem Rande hin mehr körnig-schuppige, plattige Muskovitgneise auf. Aus diesem eigenartigen Verlauf des Kupferberger Gneislagers geht schon hervor, wie kompliziert die Tektonik des dortigen Gebirgsteiles ist, in welchem die den steilen Südfall des Erzgebirges begleitenden tektonischen Erscheinungen in besonderer Stärke zum Ausdruck gelangen.

Das Kupferberger Lager von rotem Gneis gehört einem noch höheren geologischen Horizonte an als die vorhin genannten roten Gneise von Jöhstadt, Arnsfeld, Boden, es ist aber noch nicht den hangendsten Lagern der roten Gneise überhaupt zuzuzählen. Diese letzteren liegen bereits außerhalb der Gneisregion und gehören der Glimmerschieferformation an.

II. Die Glimmerschiefer- und Phyllitformation.

Ein Blick auf die Karte läßt die großartige Umrahmung der erzgebirgischen Gneisformation längs deren West- und Südwestseite — von Siebenlehn im Norden an bis nach Weipert-Pürstein im Süden — durch Glimmerschiefer und Phyllite erkennen.

Mit völliger Konkordanz lagern die Glimmerschiefer auf der oberen Stufe der grauen Gneise auf, welche ihrerseits flach unter die Schiefer einfallen, doch ist auf ziemlich weiten Strecken, so südlich von Öderan und östlich von Zschopau, ferner südwestlich von Wolkenstein, dieses Lagerungsverhältnis durch Verwerfungen gestört. Anderseits findet in den hangendsten Horizonten der Gneisformation eine eigenartige Verknüpfung glimmerschieferähnlicher Gesteine (*mg*) namentlich mit roten Gneisen statt (südöstlich von Öderan und in dem Zuge Weipert, Preßnitz, Reischdorf), auf welche später näher eingegangen wird (vergl. S. 349 und 364). Im westlichen Erzgebirge sind den liegenden Horizonten der Glimmerschieferformation umfangreiche Komplexe von Gneisglimmerschiefern, Gesteinen von sehr wechselndem petrographischen Habitus, eingelagert (s. S. 363).

Charakteristisch für die Glimmerschieferformation sind die ihr eingeschalteten, weit fortstreichenden Lager von roten Gneisen. Der bedeutendste Lagerzug beginnt westlich von Pürstein und setzt sich zunächst in westlicher Richtung bis an den Ostabhang des Keilberges fort, um sodann nördlich davon, bei Hammer-Unterswiesental, wieder aus den Glimmerschiefern aufzutauchen und nun nordwestliche Richtung einzuschlagen. In demselben Horizonte schließt sich weiter das Muskovitgneislager von Elterlein an, dessen Fortsetzung südlich von Geyer, sodann südöstlich von Thum aus den Glimmerschiefern auftaucht. Endlich folgt der längste Lagerzug von roten Gneisen, der nordwestlich von Wolkenstein (bei Venusberg) in den hangendsten Schichten der Glimmerschieferformation einsetzt und mit Unterbrechungen — lokal durch Verwerfungen verschoben — über Öderan, Memmendorf bis nach Bräunsdorf reicht, und in dessen Zuge bei Memmendorf und Hartha nochmals grobe Granitgneise zur Entwicklung gelangen.

Das Charakteristische aller dieser Muskovitgneislager ist ihre völlige Konkordanz zum Streichen und Fallen der Glimmerschiefer.

In einem noch höheren Horizonte der Glimmerschieferformation als der beschriebene Muskovitgneiszug folgt die kleine Gneisinsel von Schwarzenberg, welche sich aus typischen Augengneisen aufbaut (s. S. 332), und welche nach allen Seiten flach unter ihre Glimmerschieferumrahmung einfällt.

Ohne scharfe Grenze, meist auf ziemlich breitem Raume, geht die Glimmerschieferformation nach dem Hangenden zu in die Phyllite über, welche an ihrer Basis als Quarz- und Albitphyllite ausgebildet sind, während im Hangenden normale

Phyllite vorherrschen. Letztere gehen nach außen hin — nämlich auf der Strecke Lößnitz-Stollberg und östlich von Chemnitz — in Tonschiefer über, die dem Kambrium zuzurechnen sind, und welche bei Wilkau *Phycodes circinnatus* BRONGN. führen. (Vergl. Erl. zu Sektion Kirchberg-Wildenfels, 2. Auflage, S. 19.) Auf diese Tonschiefer lagert sich diskordant das Rotliegende des erzgebirgischen Beckens auf. Die eigenartigen Verhältnisse der Glimmerschiefer- und Phyllitformation zwischen Öderan und Frankenberg sollen weiter unten besprochen werden (s. S. 365).

Außer den in die Karte eingetragenen Streich- und Fallzeichen geben die in der Glimmerschiefer- und Phyllitformation sehr zahlreich auftretenden Lager von Kalkstein (*k*) und Quarzitschiefer (*q*) ein instruktives Bild von den tektonischen Grundzügen dieser Schieferformationen.

Im südwestlichen Erzgebirge, in der Gegend von Schneeberg, Johanngeorgenstadt, Joachimsthal, setzen die Glimmerschiefer und Phyllite in voller Breite an das sie hier durchbrechende Eibenstocker Granitmassiv heran, um jenseits desselben wieder aufzutauchen.

B. Die petrographischen und petrogenetischen Verhältnisse der Gneisformation.

I. Die ältere Gneisformation.

(Graue Gneise.)

a) Der untere Horizont der grauen Gneise (Freiberger Biotitgneis) = *gnf*.

Der tiefste Gneishorizont, welcher die Kuppel von Freiberg sowie das weite Areal von Dippoldiswalde, Glashütte, Fürstenwalde, Tellnitz im östlichen Erzgebirge aufbaut (s. S. 310), ist der bereits auf den Spezialkarten der geologischen Landesuntersuchung von Sachsen als untere Stufe der Gneisformation bezeichnete und kartographisch abgehobene Freiberger Biotitgneis. Derselbe stellt ein plutonisches Eruptivgestein, nämlich einen grobschuppigen, gestreckt-faserigen, dabei plattigen Biotitgranit (Orthogneis) dar. Seine Hauptgemengteile sind Orthoklas, hin und wieder spärlicher Mikroklin, Oligoklas, Quarz und Biotit, die Nebengemengteile Muskovit (häufig fehlend), Zirkon, Rutil, Apatit, Granat, Turmalin, Magnetit, Eisenglanz, Pyrit; ganz lokal, nämlich im Gneise bei Halsbrücke nördlich von Freiberg, Staurolith und Cyanit,

endlich bei Krummenhennersdorf (hier jedoch bereits in der oberen Stufe der Freiburger Gneise) Andalusit.

Grobschuppige, lang- und breitfaserig struierte Gneise herrschen in diesem tiefsten Gneishorizont bei weitem vor, welcher dadurch auf weiten Strecken, so nördlich von Freiberg, sich durch große Monotonie auszeichnet. Eine Abwechslung wird lokal hervorgerufen durch das Hinneigen einzelner Varietäten zu augiger Struktur, ohne daß jedoch eigentliche Augengneise entstehen. Auf dem Querbruche zeigen namentlich die stengelig struierten Biotitgneise ein charakteristisches granitisches Gefüge. Im südöstlichsten Gneisgebiete, in der Gegend von Bahnhof Lauenstein, Fürstenwalde, Graupen, Tellnitz, sind die typischsten Biotitgneise mit vollkommen granitisch struierten Gneisen = Biotitgraniten verknüpft, dergestalt, daß die genetisch so bedeutungsvollen Übergänge zwischen Granit und Gneis in mannigfachster Ausbildung zu verfolgen sind.

Die Fürstenwalder Granitgneise enthalten, wie die jüngeren Granite, porphyrische Karlsbader Zwillinge, dunkle basische Schlieren, neben letzteren aber auch zweifellose exogene Einschlüsse kontaktmetamorphisch umgewandelter Sedimentgesteine, nämlich Quarzbiotithornfelse und Fragmente von grauackentartiger Natur. Ganz, wie z. B. beim Lausitzer Granit, haben diese Einschlüsse ihre granitische Umgebung zuweilen endogen beeinflußt¹⁾. Ob die zahlreichen im Gneisgranit von Fürstenwalde enthaltenen „Quarzeinschlüsse“ ebenfalls exogener Natur sind, wie ich mit R. BECK annahm (a. a. O. S. 8), erscheint mir heute zweifelhaft. Möglicherweise sind dieselben trotz ihrer manchmal fragmentar eckigen Begrenzung als Urausscheidungen zu betrachten.

Die oben erwähnten, bedeutungsvollen Übergänge körniger Granitgneise in Gesteine, die jedermann als typischen Gneis bezeichnet, sind besonders im Müglitztale aufgeschlossen. Ihrer räumlichen Verbreitung nach treten, wie ein Blick auf die Karte zeigt, die granitischen Modifikationen vor den gneisigen stark in den Hintergrund. Im gesamten Freiburger Gneisgebiete (auch in den Gneisen der oberen Stufe, s. u.) macht sich neben der Plattung und Bankung der Gneisgesteine meist eine sehr deutliche lineare Streckung bemerkbar, welche bereits von COTTA und NAUMANN erkannt und beschrieben wurde²⁾. Die Richtung der Streckungslinien ist

¹⁾ Vgl. Erläuterungen zu Sekt. Fürstenwalde, S. 9.

²⁾ Geognost. Besch. d. Königr. Sachsen, Heft 2, S. 121; Heft 5, S. 39.

bei weitem eine der Fallrichtung der Gneisbänke parallele und schneidet nur in wenigen Fällen die letztere, und zwar unter meist spitzem Winkel.

Ein charakteristisches und geologisch bedeutungsvolles Merkmal der unteren Stufe der Freiburger Gneise (also des tiefsten Horizontes der grauen Gneise) ist es, daß innerhalb derselben Einschaltungen von Gesteinen sedimentärer Herkunft (Kalksteine, kristalline Grauwacken etc.) völlig fehlen. Dadurch steht dieser Horizont in schärfstem Gegensatz zu der später zu behandelnden oberen Stufe der Gneisformation = *gn* (s. S. 333).

Wohl aber birgt der untere Horizont der Freiburger grauen Gneise ebenso wie die höheren Horizonte, ja wie die gesamte Gneisformation des Erzgebirges überhaupt, Einschaltungen eruptiver (intrusiver) Natur, und zwar spärliche Lager von Muskovitgneis (s. S. 346), ferner, auf den Spezialkarten mit Amphibolit (*h*, *a*) bezeichnete, als basische Eruptiva hauptsächlich der Gabbrogruppe aufzufassende Massen. Zu letzteren gehört auch der von älteren Autoren als Eruptivgestein gedutete Diorit von Halsbrücke, ein grobkörniges Hornblende-Plagioklasgestein.¹⁾

Im südöstlichsten Erzgebirge, besonders auf den Sektionen Fürstenwalde-Graupen und Altenberg-Zinnwald, schalten sich zwischen die Biotitgneisbänke zahlreiche Intrusivlager von parallel struierten Pegmatiten und Apliten sowie von Muskovitgneis ein (s. S. 341, vergl. auch Erl. zu Sekt. Fürstenwalde, S. 16).

In der unteren Stufe der Freiburger Gneise (jedoch nicht auf diese beschränkt, sondern bis in die oberen Gneishorizonte hinaufreichend, treten ganz unvermittelt lagerartige, vielfach auch plump-linsen-, ja stockförmig begrenzte Massen von Quarzit auf, welche die gewaltigsten Quarzanhäufungen im Erzgebirge überhaupt repräsentieren und welche, wie bei Oberschöna und Frauenstein, in hohen Klippen den sie umgebenden, tiefer abgewitterten Gneis überragen²⁾. Teilweise sind diese Quarzmassen ausgezeichnet bankig und dünnlagig struiert und erlangen dann große Ähnlichkeit mit Quarzitschiefern, als welche sie bisher auch angesprochen wurden. Möglicherweise aber sind sie als die äußersten sauren Aus-

¹⁾ Auf die mannigfachen, die erzgebirgische Gneisformation durchsetzenden Eruptivgesteine wie Kersantite, Vogesite, Minetten, Porphyre, Basalte etc. soll in der nachfolgenden Arbeit nicht eingegangen werden.

²⁾ Auf der beifolgenden Übersichtskarte sind diese Quarzite nicht verzeichnet.

läufer pegmatitischer oder aplitischer Nachschübe im unmittelbaren Gefolge der Gneiseruption aufzufassen, womit ihr Gehalt an Muskovit und Turmalin übereinstimmt¹⁾. (Rutil wurde als seltener Gemengteil von A. STELZNER aufgefunden.) Von Bedeutung für die genetischen Beziehungen dieser Quarzitvorkommnisse zu dem umgebenden Biotitgneise ist aber vor allem ihre eigenartige Struktur, welcher bereits C. F. NAUMANN das größte Interesse entgegenbrachte²⁾.

Außer der massigen Ausbildung weisen nämlich diese Quarzite häufig nicht allein eine deutlich bankige und lagenförmige Absonderung, sondern auch eine ausgezeichnete, dem Gneise ganz ähnliche Streckung auf. Letztere kommt durch förmliche Streifungen und Einfurchungen auf den Absonderungsflächen, namentlich aber durch die linear-streifenförmige Anordnung von Kaolintupfen und -flecken, zahlreichen Glimmerschüppchen (zuweilen sogar Turmalinnädelchen) und Schwefelkiespartikeln sowie durch eine streifige Durchtränkung mit Eisenoxyd auf das deutlichste zum Ausdruck. Im Quarzitbruche des Hospitalwaldes, westlich von Freiberg³⁾, bilden die hier teils massig, teils lagig und stengelig-streifig struierten Quarzmassen eine nach allen Himmelsrichtungen flach abfallende Kuppel, welche auf ihrem Scheitel noch von einer dünnen Lage gestrecktfaserigen Biotitgneises konkordant überlagert wird. Die übereinstimmende strukturelle Ausbildung beider Gesteine, des Quarzites und des Gneises, welche auch am Steinberge und besonders an den bei Linda am Striegisgehänge austreichenden Quarzlagern zu verfolgen ist, legt den Gedanken nahe, daß bei der Streckung des Quarzites die gleichen oder ganz ähnliche Kräfte wirksam waren, wie bei der Herausbildung der Struktur des benachbarten Gneises⁴⁾.

¹⁾ WEINSCHENK: Gesteinskunde, II, 317.

²⁾ Vergl. hierzu die ausgezeichnete Beschreibung NAUMANNs in: Geogn. Beschr. d. Königr. Sachsen, 2. Heft, S. 80.

³⁾ Vergl. Erl. zu Sekt. Freiberg-Langhennersdorf, 1. Aufl., S. 14.

⁴⁾ Bei zukünftigen Studien über die Natur dieser Quarzlager verdient ein im westlichen Erzgebirge auf Sektion Kühnhaide-Sebastiansberg (140) gelegenes und auf der geologischen Spezialkarte als „Quarzitschiefer“ eingezeichnetes Vorkommen aufmerksamste Beachtung. Dasselbe gehört zwar der Formation der roten Gneise, nämlich deren grobflaserig struierter Varietät (*gnγ*) an, weist aber sonst alle jene charakteristischen Eigenschaften auf, welche den Quarzitmassen im Freiburger Gneise zukommen. Dieses unmittelbar bei dem Dorfe Kallich gelegene, durch Steinbrüche aufgeschlossene Quarzitlager besteht aus bis meterstarken Bänken eines körnigen Quarzfelses, welcher lokal infolge stengeliger Ausbildung des Quarzes gneisige Struktur annimmt und dann um so mehr an den in seiner Nachbarschaft anstehenden ge-

Es wurde oben darauf hingewiesen, daß innerhalb der unteren Stufe der Freiburger Biotitgneise Einschaltungen von Gesteinen sedimentärer Herkunft völlig fehlen. Nur in dem das östlichste Erzgebirge aufbauenden Gneisareal von Glashütte-Fürstenwalde finden sich in den hangendsten Horizonten des Biotitgneises, hart an der Grenze desselben gegen das elbtalgebirgische Schiefergebirge, die einzigen Einschaltungen sedimentärer Natur, nämlich ein Kalklager südlich von Gottleuba und mehrere linsenförmige, auf der Karte mit *gw* bezeichnete Schiefermassen bei Göppersdorf. Dieselben müssen jedoch, als dem höchsten Horizonte der hier entwickelten grauen Gneise angehörig, in Parallele mit den zahlreichen sedimentären Einschaltungen der oberen Stufe (*gn*) der Gneisformation gestellt werden, welche überall ohne scharfe Grenze auf den tieferen Freiburger Gneishorizont folgt und denselben mantelförmig umrahmt (in der weiteren Umgebung von Freiberg). Nur gelangt innerhalb des schmalen, bei Gottleuba die Sedimentmassen einschließenden Gneissaumes der petrographische Unterschied zwischen unterem und oberem Freiburger Biotitgneise nicht so zum Ausdruck, daß sich eine kartographische Trennung beider empfahl. Überschaute man aber auf der Karte das Verbreitungsgebiet des unteren (*gnf*) und des oberen (*gn*) Freiburger Gneises im östlichen Erzgebirge, so gibt sich der fragliche Gneissaum von Gottleuba unschwer als die südöstliche Fortsetzung jener Zone von oberem Freiburger Gneis zu erkennen, welche von Tharandt aus nach Südosten zieht und westlich von Kreischa unter dem Rotliegenden verschwindet.

Über die chemische Beschaffenheit der grauen Gneise der unteren Stufe geben die nachfolgenden Analysen Aufschluß, wonach die Freiburger Biotitgneise mit glimmerreichen Graniten übereinstimmen. Normalen Graniten gegenüber erscheinen sie etwas basischer wegen ihres Reichtums an Biotit. Charakteristisch für die ganze Analysenreihe ist das Überwiegen des K_2O über Na_2O , entsprechend dem Vorwalten des Orthoklases gegenüber den triklinen Feldspäten. Das Verhältnis $RO : R_2O$ entspricht dem der Alkali-Kalkgranite.

streckt-faserigen Muskovitgneis erinnert, als er außer winzigen Muskovitschüppchen mehr oder minder zahlreiche Tupfen von zersetztem Feldspat (Kaolin) sowie mikroskopischen Eisenglanz, Rutil und Zirkon enthält.

Grauer (Freiberger) Gneis der unteren Stufe (*gnf*).

	I.	II.	III.	IV.	V.	VI.	VII.
Si O ₂	65,32	65,06	66,42	65,64	68,03	65,14	62,01
Ti O ₂	0,87	1,11	nicht best.	0,86	1,33	0,90	0,07
Al ₂ O ₃	14,77	15,11	14,76	14,98	15,17	14,68	17,58
Fe ₂ O ₃	—	—	—	—	1,15	2,48	2,15
Fe O	6,08	6,80	7,50	5,86	3,17	3,98	4,98
Mn O	0,14	Spur	—	0,18	—	—	—
Ca O	2,51	3,50	2,20	2,04	1,86	2,59	1,42
Mg O	2,04	1,30	1,80	2,08	1,31	1,80	2,63
Na ₂ O	1,99	1,11	1,75	2,56	2,92	2,81	2,84
K ₂ O	4,78	4,91	3,52	3,64	4,23	4,07	3,65
P ₂ O ₅	—	—	—	—	0,12	0,09	0,08
H ₂ O	1,01	1,06	1,85	1,18	0,91	1,57	1,81
Summa:	99,51	99,96	99,80	99,02	100,20	100,11	99,22

I. bis IV. ältere Analysen von SCHEERER-RUBE¹⁾:

- I. Biotitgneis aus dem Steinbruch bei Kleinwaltersdorf, nordw. von Freiberg.
- II. Biotitgneis, ebendaher.
- III. Biotitgneis aus einem Steinbruch im Kleinschirmaer Walde, westl. von Freiberg.
- IV. Biotitgneis aus dem Abrahamer Kunstschaft der Grube Himmelfahrt aus 268 Lachter Tiefe.

V. bis VII. neuere Analysen:

- V. Himmelsfürster Biotitgneis, Analyse von A. SAUER, 1886.
- VI. Himmelfahrter Biotitgneis, desgl.
- VII. Wegefahrter Biotitgneis, glimmerreich, desgl.

b) Der obere Horizont der grauen Gneise (Freiberger Biotitgneis und Annaberg-Marienberger Gneis) = *gn*.

In den hangendsten Horizonten nehmen die Freiberger Biotitgneise gewisse Eigentümlichkeiten an, welche es rechtfertigen, diese Gneise kartographisch gesondert darzustellen. Auf den Spezialkarten der geologischen Landesuntersuchung von Sachsen wurde deshalb eine obere Stufe = *gn* der grauen Gneise von der die liegenderen Horizonte aufbauenden unteren Stufe = *gnf* abgehoben, jedoch ohne scharfe Grenzlinie, da beide Gneisstufen ineinander übergehen. Dieser Übergang, der bezüglich der genetischen Stellung der oberen Gneise zur unteren Gneisstufe von der größten Bedeutung ist, erfolgt oft ganz allmählich, oftmals

¹⁾ Vergl. SCHEERER: Die Gneuse des sächs. Erzgebirges, 1862, Seite 10.

ziemlich rasch, so daß die Feststellung einer Grenze zwischen beiden geologischen Horizonten vom subjektiven Ermessen des Beobachters abhängig ist. Der alten Gliederung der Freiburger Gneise in eine untere und obere Stufe lag freilich der Gedanke zugrunde, daß die untere, den tieferen geologischen Horizont einnehmende Gneisstufe einen älteren, die obere Stufe hingegen einen jüngeren Komplex der Gneisformation repräsentiere. Die speziell auf die genetischen Verhältnisse der Freiburger Gneise gerichteten Studien der letzten Jahre¹⁾ haben jedoch ergeben, daß die großschuppig, augig bis langfaserig und granitisch struierten tieferen Horizonte des Freiburger Gneises die Kernzone, die höheren, mehr feinkörnig-schuppig ausgebildeten Horizonte die Mantelpartie eines gneisig struierten Granitmassivs darstellen. Beide Stufen, der untere und obere Freiburger Gneis, sind hiernach nur Erstarungsfacies ein und desselben granitischen Magmas.

Diese Tatsache findet — wenn man auf Grund der wenigen vorhandenen Analysen ein Urteil abgibt — ihre Bestätigung auch in der chemischen Beschaffenheit der grauen Gneise der oberen Stufe, insofern dieselben eine große Übereinstimmung mit den Gneisen der unteren Stufe aufweisen.

Grauer Gneis der oberen Stufe (gn).

	I.	II.	III.	IV.
Si O ₂	64,70	64,17	73,58	68,26
Ti O ₂	1,18	1,60	0,25	0,35
Al ₂ O ₃	14,09	13,87	12,82	15,94
F ₂ O ₃	} 6,03	—	—	1,12
Fe O		6,40	3,53	3,32
Mn O	—	Spur	—	—
Ca O	3,11	2,74	0,96	2,07
Mg O	2,17	2,21	0,81	1,61
Na ₂ O	2,20	2,38	1,96	1,56
K ₂ O	4,09	5,25	4,43	3,65
H ₂ O	2,75	1,01	0,68	1,20
P ₂ O ₅	—	—	—	1,66
Summa:	99,05	99,63	99,02	100,76

- I. Kleinkörnig-schuppiger Biotitgneis, Nordende von Gahlenz bei Freiberg, RUHE²⁾).
- II. Grobfaseriger grauer Gneis, 300 Lachter nordöstlich vom Mundloch des Michaelistollens, 9 km nördlich von Freiberg (Sekt. Roßwein).
- III. Grauer Gneis vom Fuchstein bei Annaberg.
- IV. Annaberger Hauptgneis (Stadt Annaberg), Burgas 1906.

¹⁾ Vergl. Erläuterungen zu Sektion Fürstenwalde-Graupen, 1903.

²⁾ SCHEERER: a. a. O. S. 11.

Auf der beifolgenden Übersichtskarte ist der obere Horizont der grauen Gneise mit *gn* bezeichnet. Derselbe umrahmt den unteren Freiburger Gneis in der weiteren Umgebung von Freiberg beinahe ringförmig und setzt sich — jedoch vielfach unterbrochen durch rote Gneise — bis in das südwestliche Erzgebirge (Gegend von Annaberg, Weipert) fort.

In erster Linie ist es die geringere Korngröße, welche diesen oberen Horizont der grauen Gneise vom unteren unterscheidet, und welche für ersteren die auf den geologischen Spezialkarten angewandte Bezeichnung „Feinkörnig-schuppige Biotitgneise“ rechtfertigt. Recht deutlich tritt dieser Unterschied beispielsweise auf den Sektionen Langhennersdorf, Lichtenberg-Mulda, in der Nordostecke von Sektion Freiberg etc. hervor. Außerdem aber vereinigt der obere Gneishorizont, im Gegensatz zu der weit einförmigeren Ausbildung des unteren, eine große Mannigfaltigkeit von Strukturvarietäten, indem lang- und breitflaserige, streifig-stengelige, körnig-schuppige bis lagenförmige, grobkörnige und augige, selbst granitische Abänderungen auftreten (H. MÜLLER unterschied Reifländer, Borstendorfer, Drehfelder usw. Gneis¹⁾).

Auffallende Strukturvarietäten des oberen grauen Gneises finden sich unter anderem nördlich von Freiberg, auf Sektion Tanneberg in Gestalt eines von Drehfeld an in westnordwestlicher Richtung bis jenseits Bieberstein streichenden Zuges von Biotitgneis, der bald reichlich Feldspatschmitzen, bald erbsen- bis kirschengroße Orthoklasaugen enthält und in letzterem Falle zu granitischer Struktur neigt, ferner bei Mulda, südöstlich von Freiberg, woselbst der obere Freiburger Gneis deutliche granitische Struktur annimmt²⁾, endlich auf dem Kapellenberge südlich von Dippoldiswalde, und westlich von Oberleutensdorf, am Südrande des Erzgebirges, wo ebenfalls vollkommen granitisch struierter Biotitgneis auftritt.

Stengelige und holzartig gestreckte Modifikationen beobachtet man besonders auf Sektion Tharandt³⁾.

Im südwestlichen Erzgebirge herrschen in der oberen Gneisformation körnig-flaserige Gneise vor, die auf den geologischen Spezialkarten als die zweiglimmerigen Annaberg-

¹⁾ Vgl. auch Erläuterungen zu Sekt. Freiberg, 2. Aufl., S. 19 und H. MÜLLER: Die Erzgänge des Freiburger Bergreviers, S. 37.

²⁾ Vergl. R. BECK: Über einige Eruptivgneise des sächsischen Erzgebirges. Tscherm. min. Mitt. XXIII, 3, S. 288.

³⁾ C. F. NAUMANN: Geogn. Besch. d. Königr. Sachsen. 1845. 5. Heft, S. 39. Erläuterungen zu Sektion Tharandt von A. SAUER und R. BECK. 1891.

Marienberger Gneise abgehoben wurden, da sie neben dem Biotit fast immer etwas Muskovit führen. Letzterer, auch in den oberen Freiburger Gneisen vertretene Gemengteil ist jedoch so spärlich, daß der ganzen Gesteinsgruppe dennoch der Charakter der grauen, d. i. der Biotitgneise zukommt.

Eine weit verbreitete Eigentümlichkeit der west-erzgebirgischen Gneise ist ihr Hinneigen zu augig-flaseriger Struktur, welche sich dadurch ausdrückt, daß der Feldspat nicht in Form kleiner Körnchen, sondern in dünnen, lanzettlich gestreckten Schmitzen auftritt. Zuweilen stellen sich in diesen Flasergneisen vereinzelte Feldspate von der Größe einer Erbse bis einer Kirsche ein, welche auf dem Querbruche ein augenartiges Aussehen haben.

Außerdem treten aber langfaserige und vielfach ausgezeichnet augig struierte Biotitgneise (*gna*) in den körnig-flaserigen Gneisen als geologisch selbständige Gebilde auf, und zwar in Form von schlanken Linsen und teilweise weit fortstreichenden Lagern, welche ebenso wie die später zu beschreibenden Lager von Muskovitgneis, intrusiver Natur sind. Das ausgezeichnetste auch auf der beifolgenden Übersichtskarte dargestellte Beispiel solcher lagerförmiger Intrusionen ist jener Zug grobflaserigen Augengneises, welcher bei Bärenstein (Sektion Annaberg) beginnt und von hier aus mit nordwestlichem Streichen, 12 km weit, bis zum Stockholz auf Sektion Elterlein zu verfolgen ist. Hier keilt er sich spitz aus, taucht jedoch im Zschopautale (südöstlich von Geyer) und westlich von Wolkenstein von neuem auf¹⁾. Außer am Hirthstein auf Sektion Annaberg ist dieser Augengneis am besten hinter dem Bahnhofsgebäude zu Bärenstein aufgeschlossen, woselbst im Jahre 1903 umfangreiche Felssprengungen stattgefunden haben. Das in schwach geneigten, dicken Bänken abgesonderte Gestein besteht hier aus bis zentimeterstarken, langgestreckten Feldspatschmitzen, welche sich lokal zu plumpen Linsen und Augen verkürzen, und zwischen denen sich aus winzigen Biotitschüppchen zusammengesetzte Glimmersträhnen hindurchziehen. Innerhalb größerer, wolkig konturierter Partien des Steilgehanges verschwindet jedoch die durch die Anordnung der Feldspatfasern und -augen erzeugte Parallelstruktur ganz allmählich, wodurch das Gestein einen grobgranitischen Habitus annimmt.

¹⁾ Wahrscheinlich gehört auch der zwar viel weiter nördlich auftretende, aber genau demselben geologischen Horizont angehörende Augengneis der Faltung bei Metzdorf dem Eruptionsakt des Bärenstein-Wolkensteiner Augengneisuges an.

Von besonderem Interesse ist das Auftreten einzelner bis 30 cm mächtiger, hellfarbiger, aplitischer Trümer in diesem Augengneise, welche, echten Eruptivgängen gleich, an dem genannten Steilgehänge die fast horizontale Bankung des Augengneises vertikal durchsetzen und dadurch an frisch entblößten Felswänden in hohem Grade auffallen. Ihre Salbänder sind, in der Nähe betrachtet, jedoch unscharf, und das aplitische Ganggestein verfließt mit dem benachbarten Augengneis. Da es außerdem eine wenn auch schwache Parallelstruktur aufweist (also senkrecht zu den Salbändern), so ist anzunehmen, daß diese „Primärtrümer“ im unmittelbarsten Gefolge der Haupteruption des Augengneises aufstiegen, als dieser weder völlig verfestigt noch dessen Parallelstruierung zum Abschluß gelangt war.

Besondere Beachtung in diesem Bärensteiner Augengneise verdient ferner ein dessen horizontale Bankung in vertikaler Richtung durchsetzendes, 5 cm breites Turmalintrum, welches beim Baue einer Schleuße hinter dem Bahnhofe Bärenstein auf kurze Zeit aufgeschlossen war. Dasselbe besteht aus tiefschwarzen, feinstverfilzten Turmalinnädelchen und ist beiderseits von einer 1 cm breiten, weißen Zone von zuckerkörnigem Orthoklas begleitet, die nach außen hin allmählich in den normalen Augengneis übergeht und mit diesem auf das innigste verfloßt ist¹⁾. Es unterliegt wohl keinem Zweifel, daß dieses Turmalintrum zu den „postvulkanischen“ Gebilden gehört, welche im Gefolge der Eruption granitischer Magmen, hier des Augengneises, so häufig beobachtet werden.

Ein besonders bemerkenswertes Lager von langfaserigem Augengneis tritt ferner auf Sektion Augustusburg (Nr. 97) auf. Dasselbe ist in den Bahneinschnitten an dem Waldreviere Foldung bei Hohenfichte (daher „Foldunger Gneis“), namentlich aber oberhalb der Metzdorfer Parkettfabrik aufgeschlossen, nimmt lokal granitische Struktur an und kommt unfern genannter Fabrik in Kontakt mit dem vielgenannten „Metzdorfer Glimmertrapp“. Diese Kontaktverhältnisse sind in ganz besonderem Maße geeignet, die eruptive, speziell die intrusive Natur des Augengneises zu veranschaulichen, es sei jedoch hier auf die Ausführungen Seite 352 verwiesen. Eine von R. REINISCH 1906 ausgeführte Analyse des Foldunger Augengneises ergab folgendes Resultat:

¹⁾ Sehr instructive Handstücke von diesem Turmalintrum sind in der Sammlung der Königlichen geologischen Landesanstalt zu Leipzig aufbewahrt.

Si O ₂	67,09
Al ₂ O ₃	16,06
Fe ₂ O ₃	1,79
Fe O	3,62
Ca O	2,40
Mg O	1,81
K ₂ O	3,71
Na ₂ O	2,66
H ₂ O	1,27
		<hr/> 100,41

Die eruptive, speziell die intrusive Natur des Augengneises kommt ferner in recht auffälliger Weise an einem Aufschlusse in dem Riesenberger Talgrunde bei Ossegg im böhmischen Erzgebirge zur Geltung. Diese in geologischer Hinsicht, und zwar namentlich in Bezug auf die genetischen Verhältnisse der erzgebirgischen Gneisformation ungemein interessante Talschlucht (vergl. die Ausführungen auf S. 355) ist in grauen Freiburger Gneis eingeschnitten, welcher hier verschiedentlich Schollen von Hornfels und kristalliner Grauwacke eingeschlossen hält, deren umfangreichste am oberen Ende der Talschlucht ansteht und die Ruinen der Riesenburg trägt.

Den fraglichen Aufschluß erreicht man, wenn man von dem Orte Ossegg in das Riesenberger Tal hineinwandert und hinter dem Hause Nr. 39 auf einem schmalen Pfade das bewaldete Gehänge hinansteigt, um sodann eine kurze Strecke auf einer an dem steilen Hange hinaufziehenden Waldschneise zurückzulegen. An einer der im Bereiche dieser Schneise aus dem Schutt des Gehänges herausragenden anstehenden Felsklippen beobachtet man folgendes Profil (vergl. hierzu die Skizze Fig. 1): Zu unterst steht dunkler Grauwacken-Hornfels an, welcher eine ausgezeichnete ebene Plattung aufweist und mit ca. 40° einfällt. Über demselben folgt mit schärfster liegender Grenze ein 0,25 m mächtiges Injektionslager von typischem Augengneis mit z. T. kugelig geformten, kirschgroßen Feldspäten. An seiner ebenflächigen liegenden Grenze ist er mit dem dunklen Hornfels so fest verwachsen, daß Handstücke abgeschlagen werden konnten, welche beide Gesteine vereinigt enthalten, wie es Taf. XV, Fig. 1, zeigt. (In dieser Abbildung kommt auch der scharfe Gegensatz zwischen dem eruptiven hellfarbigen Augengneis und dem stumpfen Grauwackenhornfels deutlich zur Geltung.)

Im Gegensatz zur liegenden ist die hangende Grenzfläche des Augengneises gegen den darüber folgenden Hornfels nicht so scharf ausgesprochen und fällt auch nicht mit einer Plattengrenze des Hornfelses zusammen. Vielmehr findet eine innige Verwachsung des letzteren mit dem Augengneis statt, welche dadurch hervorgerufen wird, daß der Augengneis sehr zahlreiche dünnlagenförmige Injektionen in den Hornfels hineinsendet. Außer diesen zarten Lagen sind auch vereinzelte stärkere Injektionsplatten zu bemerken, welche sich scharf zuspitzen und damit auskeilen. Über dieser 0,50 m Breite erreichenden Injektionszone folgt wieder normaler dunkler Hornfels.

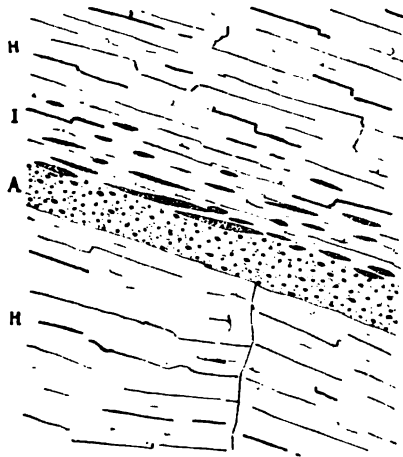


Fig. 1. Intrusivlager von Augengneis in dunklem Grauwackenhornfels. (Riesenberger Tal.)

A = Augengneis.
H = Grauwackenhornfels.
I = Injektionszone.

Der ganze Aufschluß ist von der größten Parallelität beherrscht. Das Augengneislager macht einen flözartigen Eindruck und ebenso ist die Flaserung desselben seinen beiden Grenzflächen und dadurch wiederum der Plattung des Hornfelses parallel. Gleiches gilt von den Injektionslagen im Hangenden des Augengneises.

Auf der sächsischen Seite des Erzgebirges ist ein ganz ähnlicher, in seinen Details jedoch etwas abweichender Aufschluß vorhanden, welcher den Kontakt von Augengneis und kristalliner Grauwacke (Hornfels) zeigt, nämlich an der Westseite jener großen Grauwackenscholle, die unter dem

Namen „Metzdorfer Glimmertrapp“ wiederholt beschrieben worden ist (vergl. hierzu die Ausführungen auf S. 351).

Im Anschluß hieran sei das weit außerhalb der erzgebirgischen Gneisformation, nämlich im Bereiche der Glimmerschiefer bei Schwarzenberg, auftretende Massiv von Augengneis erwähnt, welches gewissermaßen eine Insel im Glimmerschiefer bildet, und dessen Bänke flach unter die rings umrahmenden Glimmerschiefer einfallen. Dadurch gleichen die Lagerungsverhältnisse dieses kleinen Gneismassivs vollständig denjenigen der großen erzgebirgischen Gneismassen, welche, wie S. 363 ff. näher ausgeführt, auf einer viele Meilen langen Grenze ebenfalls flach unter ihren Mantel von Glimmerschiefer einschließen. Dabei verdient es besondere Beachtung, daß der Schwarzenberger Eruptivgneis in einem ungewöhnlich hohen geologischen Horizont auftritt (13 km von der west-erzgebirgischen Gneisgrenze bei Scheibenberg entfernt) und damit ungefähr in demselben geologischen Niveau rangiert wie jene äußersten Lagerzüge roter Gneise, die nahe der Grenzzone der Glimmerschieferformation gegen die Phyllitformation in erstere eingeschaltet sind. Daß übrigens die Glimmerschieferformation gerade bei Schwarzenberg, wo eine sie unterteufende Kuppel von Augengneis durch Denudation bloßgelegt ist, weit nach Westen ausbiegt (vergl. die Karte), steht in vollem Einklang mit der Auffassung dieser Schieferformation als des durch die Eruption der erzgebirgischen Gneismassen geschaffenen Kontakthofes (s. S. 363). Der hierbei auftauchende Gedanke an einen unterirdischen Zusammenhang dieser Schwarzenberger Gneiskuppel mit der östlich liegenden Gneiszentralmasse hat sicher eine gewisse Berechtigung.

Anhangsweise seien hier die sogen. „Flammengneise“ erwähnt, welche auf der sächsischen Seite des Erzgebirges im Flöhatal zwischen Grünhainichen und Reifland sowie im Pockautale bei Pockau (Sektionen Zschopau und Zöblitz) in gewissen Komplexen grauer, körnig-schuppiger Gneise auftreten¹⁾. Die lokal den Gneis in außerordentlicher Fülle durchschwärmenden „Flammen“ sind sicher intrusiver Natur, wie bereits im Jahre 1890 E. DANZIG ausführte, welcher auch durchgreifende Lagerung bei diesen Intrusivgängen beobachtet hat²⁾. Hierbei ist es

¹⁾ Vergl. Erl. zu Sektion Zöblitz, S. 8, Sektion Zschopau-Grünhainichen, 2. Aufl., S. 8.

²⁾ E. DANZIG: „Ein Ausflug ins Erzgebirge“. Mitt. aus d. mineral. Institut d. Universität Kiel. I, 3, S. 188. Vergl. auch R. BECK: „Über einige Eruptivgneise des sächs. Erzgebirges“. Tsch. Min. Mitt. XXIII, 1904, S. 286.

jedoch, wie auch schon DANZIG hervorhebt, noch nicht entschieden, ob jene „Flammen“ einem Magma der Formation der roten Gneise zugehören, oder ob sie etwa Nachschübe der Eruptivphase des grauen erzgebirgischen Gneises sind. Das letztere ist nach R. BECK an anderer Stelle im Erzgebirge der Fall, nämlich bei den granitischen Injektionen im „dichten Gneis“ bei Mulda¹⁾).

Bisher wurden, abgesehen von den Einschaltungen von Augengneis, hauptsächlich die petrographischen und strukturellen Eigentümlichkeiten der grauen Gneise der oberen Gneisstufe betrachtet, weit schärfer unterscheidet sich jedoch diese letztere von der unteren Stufe der grauen Gneise durch Führung lokal recht zahlreicher Einschaltungen vorwiegend sedimentärer Abkunft, nämlich kristalliner Grauwacken, Hornfelse, Glimmerschiefer, Granatglimmerfelse und Kalke, welche sämtlich konkordant zwischen den Gneisbänken lagern, also ebenfalls nach außen einfallen und durch ihre Anordnung in verschiedenen Horizonten den architektonischen Bau der Gneiskörper, insbesondere deren Kuppelform, in der kartographischen Darstellung aufs instruktivste hervortreten lassen. (Vergleiche auf der beifolgenden Übersichtskarte die Umrahmung der Freiburger Gneiskuppel.)

Würde man daher lediglich auf Grund dieser Tatsache den oberen Horizont der grauen Gneise vom unteren kartographisch abheben, so würde sich annähernd dasselbe Bild ergeben, wie es bei Berücksichtigung der petrographischen Eigentümlichkeiten der Gneise sich darstellt.

Die spezielle Beschreibung der genannten sedimentären Einschaltungen folgt Seite 347.

II. Die jüngere Gneisformation.

(Die Gruppe der roten Gneise [mgn, gny] und deren genetische Beziehungen und Verbandsverhältnisse untereinander.)

Analog den grauen Gneisen weisen auch die Hauptmassen der roten Gneise im Erzgebirge kuppelförmigen Bau auf oder geben sich als Glieder aus verschiedenen Gneisen aufgebauter Kuppeln zu erkennen (s. S. 314). Außerdem aber tritt der rote Gneis auch in Gestalt langaushaltender, schichtenähnlicher oder sehr flach linsenförmiger Gesteinskörper auf, und zwar

¹⁾ R. BECK: a. a. O. S. 293.

von den tiefsten Freiburger Gneisen an bis hinauf in die Glimmerschieferformation (s. S. 319).

Die bedeutendste und in jeder Hinsicht interessanteste der roten Gneiskuppeln ist diejenige von Reitzenhain-Katharinaberg (s. S. 314), welche das mittlere Erzgebirge beherrscht. Ihr zentraler Komplex baut sich, wie bereits oben ausgeführt, aus ungemein grobflaserigen, grobäugigen, teilweise auch rein granitisch struierten roten Gneisen auf, welche immer reichlich Biotit führen, ja häufig ein Übergewicht dieses Gemengteils vor dem Muskovit aufweisen. Petrographisch betrachtet, gehören sie daher nicht zu den Muskovitgneisen, es sind vielmehr geologisch-genetische Momente, welche ihre Zuteilung zur Gruppe der Muskovitgneise rechtfertigen (s. u.).

Als zentrale Partien der großen Katharinaberg Gneiskuppel repräsentieren diese auf der Karte mit *gn γ* bezeichneten großen Augen- und Granitgneise den tiefsten Horizont eines Gneiskörpers, der nach seiner Mantelzone hin allmählich flaserige und stengelige sowie dünnplattige Struktur annimmt. In dem Maße, wie sich diese Struktur herausbildet, stellt sich reichlicher Muskovit ein, bis dieser in den plattigen, feingranitischen Gneisvarietäten zur Alleinherrschaft gelangt. Von letzteren typischen Muskovitgneisen an bis zu den grobgranitischen biotitreichen Varietäten des zentralen tiefsten Gneishorizontes existiert eine zusammenhängende, sprunglose Übergangsreihe, und die Bezeichnung „Roter Gneis“ faßt daher alle diese genetisch untrennbaren Glieder zusammen. Dies darf um so unbedenklicher geschehen, als die biotitreiche Gruppe (grobäugige und grobflaserige Gneise = *gn γ*) absolut keine Verwechselung mit den echten erzgebirgischen Biotitgneisen zuläßt.

Eine sehr bemerkenswerte Übereinstimmung weisen die tiefsten grobgranitisch und grobflaserig struierten roten Gneise mit dem tieferen, im östlichen Erzgebirge entblößten Horizonte der grauen Gneise (*gn β*) auf, insofern sie nämlich wie diese frei sind von jenen zahlreichen Einschaltungen sedimentärer Natur, welche die höheren geologischen Horizonte der Gneise — der roten ebenso wie der grauen — charakterisieren. Daraus geht hervor, daß die Kernzone der roten Gneise eine ähnliche tiefe Lage im erzgebirgischen Gneisprofil einnimmt, wie diejenige der grauen Freiburger Gneisformation (vergl. hierzu die Ausführungen auf S. 359 ff.)¹⁾.

¹⁾ Nur an einer einzigen Stelle, nämlich südlich von dem Dorfe Kallich (Sektion Kühnhaide), tritt im Bereiche der grobkörnigen roten

Die rein granitische Varietät der roten Gneisgruppe tritt in beschränkter Verbreitung auf, hingegen herrscht eine schwach parallel struierte Abart vonaußerordentlich grobfaserigem Gefüge („Riesengneis“) vor, so außer in der Katharinaberger Kuppel in der Umgebung des Haßberges, in der zentralen Partie der Kupferberger Gneisschlinge (s. S. 318), endlich bezeichnenderweise im Zentrum der Saydaer Kuppel bei Dörntal.

Der Feldspat dieser Riesengneise bildet vorherrschend dick geschwollene, knoten- und augenförmige Partien, welche bis 4 cm Länge und über 2 cm Dicke erreichen und dadurch dem Querbruche des Gesteins ein höchst auffälliges Aussehen verleihen. Der Orthoklas ist von weißlicher bis matt-bläulicher Färbung, seltener fleischrot (Klößberg, Ostende von Schneise 4 nördlich Blechhammer) und häufig nach dem Karlsbader Gesetz verzwillingt. Der Plagioklas macht sich zuweilen schon makroskopisch durch seine Zwillingsstreifung bemerklich. Der meist rauchgraue, mitunter auch bläulich gefärbte Quarz tritt nicht so deutlich hervor und füllt mehr die Zwischenräume zwischen Feldspat und Glimmer aus. Seine Verteilung im Gestein kommt auf der Oberfläche der den Atmosphärien ausgesetzten Felswände und Blöcke in charakteristischer Weise dadurch zum Ausdruck, daß die feldspatigen und glimmerigen Bestandteile bis zu 2 cm Tiefe auswittern, während der Quarz als ein Netzwerk scharfer Fläsern und

Granitgneise, und zwar innerhalb des gewaltigen Gneismassivs von Kallich-Katharinaberg, ein Kalklager auf, dessen Abbau jedoch bereits seit vielen Jahren zum Erliegen gekommen ist. Es kann nicht geleugnet werden, daß dasselbe wegen seiner Tiefenlage im erzgebirgischen Gneisprofil das genetisch-einheitliche geologische Bild des Erzgebirges geradezu stört, und es dürfte sein Vorhandensein in diesem Horizont der Gneisformation nur so erklärt werden können, daß es eine ganz ungewöhnlich tief in das Gneismagma eingesenkte Scholle darstellt. Im Einklang damit steht der große Reichtum an Kontaktmineralien, welcher dieses Kalklager — besser Kalkstein-Granatfelslager — auszeichnet, und unter denen Vesuvian, Granat, Pyroxen, Aktinolith, Hornblende, Titan- und Magneteisen, Apatit und Oligoklas vertreten sind. Auch der rote Granitgneis hat durch Absorption („digestion“) kalkiger Bestandteile in der Umgebung des Kalklagers eine intensive Metamorphose erlitten, wie aus den Aufzeichnungen JOKELYS hervorgeht: „In der Nähe dieses Kalkstockes ist der Gneis wesentlich verschieden von seiner gewöhnlichen Beschaffenheit. Er ist mehr feinkörnig, stellenweise auch feinkörnig, führt vorzugsweise graulichen und rötlichen Oligoklas und ist dabei sehr amphibolreich, so daß er seinem äußeren Ansehen nach viel an manche Amphibolite erinnert.“ Jahrb. k. k. geol. Reichsanstalt, Wien 1857, III, S. 565. (Vergl. hierzu auch die Ausführungen M. A. LACROIX in Compt. rend. 123, 1896, Über Granite der Pyrenäen und ihre Kalksteineinschlüsse).

Rippen hervorsteht. Unter den Glimmern herrscht in der Regel der Biotit bei weitem über den Muskovit vor und bildet aus kleinen Schüppchen zusammengesetzte Häute und Strähnen, hin und wieder auch kleine Butzen. Als akzessorische Gemengteile führen die Riesengneise Apatit, Zirkon und opake Erze. Ganz lokal wurden größere Turmalinanhäufungen, ähnlich den „Turmalinsonnen“ des Eibenstocker Granites, im Riesengneise beobachtet, so an den Felsmassen gegenüber dem Hammerwerk Schmalzgrube¹⁾.

Zum Studium dieser grobflaserigen Granitgneise eignen sich besonders folgende Punkte:

1. Bei der Lochmühle nordwestlich von Katharinaberg (Sektion Olbernhau-Purschenstein) steht in der tief in den Felsen eingeschnittenen Straße, beim Kilometerstein 5,7, zuerst auf einige Schritte ein vollständig richtungslos struierter, außerordentlich grobkörniger Granit an, welcher von 2—4 cm großen, kreuz- und quergestellten Orthoklasindividuen erfüllt ist. In der Massenhaftigkeit des Auftretens dieser großen porphyrischen Einsprenglinge steht er allen postkulmischen Graniten ganz fremdartig gegenüber, während sich genau derselbe Habitus bei den Granitgneisen anderer erzgebirgischer Lokalitäten, z. B. auf den Sektionen Annaberg und Kühnhaide, zeigt, so daß er geradezu als Charakteristikum der roten Granitgneise gelten kann. Noch längs desselben Weganschnittes beginnt sich jedoch nach Osten zu allmählich eine erst schwächer, dann etwas stärker ausgeprägte parallele Flaserstruktur einzustellen, wodurch ein mit Feldspatindividuen angefüllter knolliger Augengneis entsteht. Beide Varietäten in wechselvollem, aber ordnungslosem Verband erscheinen in den Weganschnitten von der Lochmühle über Deutsch-Neudorf bis zur Brüderwiese und sind auch durch den Bergbau von Böhm.-Katharinaberg aus der Tiefe zutage gefördert worden. Diese beiden, an Feldspateinsprenglingen reichen, porphyrtartig-granitischen und knollig-augenflaserigen Varietäten der Granitgneise setzen von der Brüderwiese ab das gesamte Areal der Gegend von Böhm.-Einsiedel und dem Haselstein zusammen und erstrecken sich auch über den Kamm des Gebirges hinweg, bis hinab nach Jonsdorf im böhmischen Niederland.

2. Im ganzen Erzgebirge ist jedoch kein Aufschluß so geeignet, die grobgranitischen und grobflaserigen Varietäten der roten Gneisgruppe kennen zu lehren, als der 771 m hohe Haselstein bei Böhm.-Einsiedel (östlich von Katharinaberg).

¹⁾ Vgl. Erl. zu Sekt. Annaberg-Jöhstadt, 2. Aufl., S. 49.

Dieser hochragende, prächtige Aussicht auf das böhmische Mittelgebirge bietende Klippenzug besteht an seiner südlichen, den Turm tragenden Felsmasse aus vollständig massigem, grobporphyrischem Granit. Aus diesem entwickelt sich nach dem Liegenden zu ein ausgezeichnet knollig-langfaseriger Augengneis, dessen bis 5 cm große Feldspataugen z. T. aus Kristallkonturen aufweisenden Orthoklasen, z. T. aber aus kugelrunden bis augig ausgezogenen Feldspaten bestehen.

Dieser Augengneis nimmt schon in geringer Entfernung von dem hangenden Granit die ausgezeichnetste Parallelstruktur an, so daß er in struktureller Beziehung in nichts mehr an ersteren erinnert (siehe Taf. XV, Fig. 2).

3. An der Westseite der großen Reitzenhain-Katharinenberger Gneiszentralmasse, etwa 1 km nordöstlich vom Ausrückberge (am C-Flügel in der Nordwestecke von Sektion Kühnhaide), ist durch einen Steinbruch eine etwa 10 m hohe Felswand bloßgelegt, an deren Basis ein äußerst schwach parallel struiertes Gestein aufgeschlossen ist, welches aus 2 cm großen Feldspaten, weißlichen bis licht-graublauen Quarzen und schwarzem Glimmer besteht. Der Hauptmasse nach bildet letzterer kurze, sich garbig zersplitternde Strähnen und etwas längere Lamellen, welche sich um die dicht aneinander gedrängten großen Feldspate herum gruppieren und sich oft an letztere strähnig anschmiegen, so daß das ganze Gestein im Querbruche den Eindruck macht, als ob es aus lauter plumpen, z. T. ganz unregelmäßig umrandeten, dicht aneinander gedrängten Feldspataugen nebst vollkommen zurücktretenden schwachen Biotitsträhnen bestehe. Bereits in 2 m Höhe verliert dieser Riesengneis jede Andeutung der bis dahin herrschenden schwachen Flaserung und wird zu einem grobkörnigen, durch die Fülle besonders großer Feldspate porphyrtigen Granit. Sehr bald macht sich jedoch jene oben beschriebene Andeutung einer Flaserung wieder geltend, welche dann, namentlich nach den höchsten Teilen der Felswand zu, ganz allmählich in eine ausgezeichnete Parallelstruktur übergeht. Diese parallelstruierten, plattigen Modifikationen umgeben den zentralen Riesengneis und grobkörnigen Granit als eine mantelartige Zone.

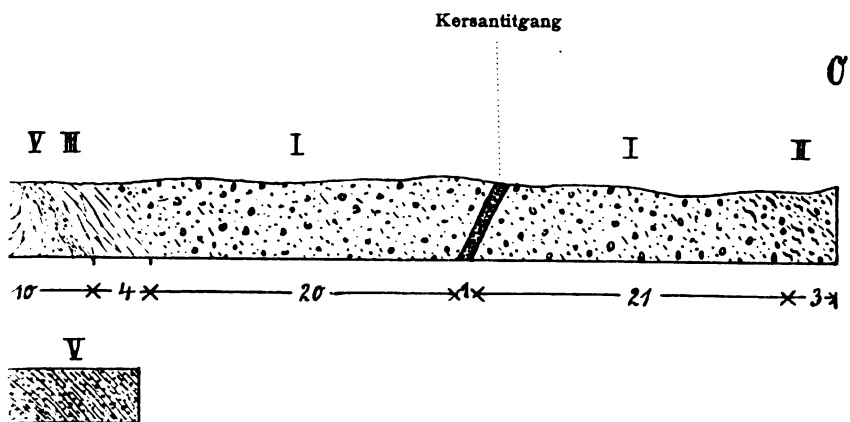
4. (Vergl. hierzu das Profil Fig. 2.) In dem großen Bahneinschnitte bei Kühberg, nördlich von Weipert (in der Südwestecke von Sektion Annaberg-Jöhstadt), steht zu beiden Seiten des dort aufsetzenden Kersantitganges völlig richtungslos struierter grobkörnig-porphyrartiger Granit an, welcher in steilen Wänden aufragende hohe Felspartien bildet. Etwa 21 m östlich von dem genannten Kersantitgange stellt

sich auf der durch den Bahnbau bloßgelegten granitischen Felswand eine kaum merkliche Flaserung sowie eine ihr konforme Absonderung in dicke Bänke ein, ebenso beobachtet man 20 m westlich von jenem Gange ein Übergehen des grobkörnigen Granites in dessen parallelstruierte Facies, welche letztere jedoch sehr rasch einen ausgezeichnet gestreckt-flaserigen, gneisigen Habitus annimmt und noch weiter nach Westen in ein äußerst dünnflaseriges, teils stengelig struiertes, teils dünnplattig abgesondertes Gestein übergeht, das durchaus Anspruch auf den althergebrachten Namen Gneis (Muskovitgneis) machen darf.

Erklärung zum Profil Fig. 8. (Vergl. S. 360.)

- I = Zentraler Teil einer durch Denudation bloßgelegten Gneiskuppel (grauer Gneis), frei von hineingeblättern Teilen des ehemaligen Schieferdaches.
- II = Mantelzone der Gneiskuppel mit im Gneise schwebenden, konkordant zu dessen Bankung orientierten Schollen des hangenden Schieferdaches. Diese sowie letzteres selbst hochkontakt-metamorph. Die Schollen als ehemalige Bestandteile einer bunt zusammengesetzten Schieferformation in Glimmerschiefer, Granatglimmerfels, Hornfels, kristallinen Kalkstein usw. umgewandelt.
- III, IV, V = Durch Intrusion des Gneislakkolithen aufgewölbtes Schieferdach der Gneiskuppel = Schieferformation mit mannigfachen Einlagerungen. (Die letzteren im Profil nicht dargestellt.)
- III = Innerer Kontakthof = Zone der Glimmerschiefer und Granatglimmerfelse mit lagerartig zwischen ihre Schichten injiziertem Gneismaterial (Gneise, Gneisglimmerschiefer). [Die durch die Eruption der jüngeren (roten) Gneisformation erfolgte nochmalige Injizierung des inneren Kontakthofes mit Gneismaterial (Lager von rotem Gneis) sowie die Intrusionen des letzteren in die Gneiskuppel selbst sind auf dem Profil nicht zur Darstellung gebracht.]
- IV = Äußerer Kontakthof = Zone der Quarz- und Albitphyllite sowie der vornehmlich weiter im Hangenden lagernden glimmerigen Phyllite.
- V = Unveränderte, nur in ihren liegenden Komplexen noch ganz schwach metamorphosierte Schiefer = Tonschiefer (lokal mit kambrischen Fossilresten).
- III, IV, V = ein einziger, zusammengehöriger Schieferkomplex, daher keine scharf getrennten Formationsabteilungen, sondern allmähliche Übergänge.

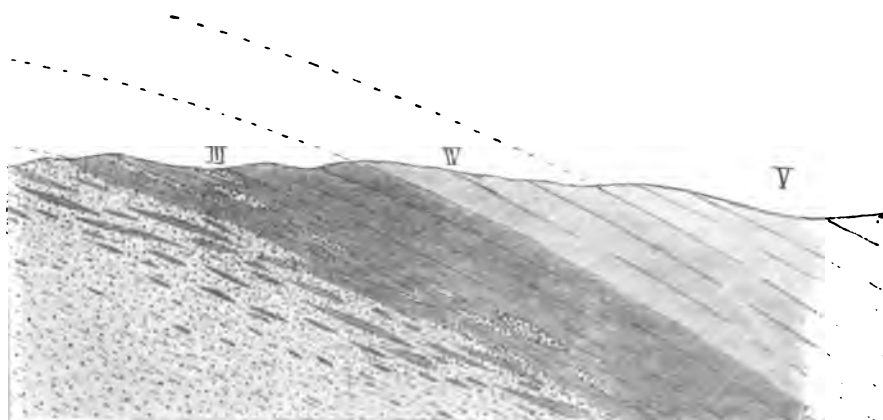
Im weiteren Verfolg des Bahneinschnittes nach W hin wiederholt sich nicht allein die Erscheinung, daß der ausgezeichnet parallelstruierte Gneis in ein grobgranitisches oder nur ganz schwach flaseriges Gestein übergeht, sondern es entwickelt sich eine wahre Fülle von Strukturvarietäten, welche



einkörniger, teils
iger, teils massiger
Muskovitgneis

iten einer einheitlichen Gneismasse zeigend.

RT.



30.]

sämtlich ohne Grenze miteinander verfließen. Dabei stellen sich wiederholt in den dünnlagigen Gneisvarietäten komplizierte Stauchungen und Windungen ein, welche, wie das Mikroskop lehrt, primäre Erstarrungsformen des Gneismagmas darstellen und nicht als das Ergebnis sekundärer, dynamometamorpher Pressungen aufzufassen sind. Das nachfolgende Profil des genannten Bahneinschnittes gibt die Hauptstrukturtypen der dortigen Gruppe roter Gneise wieder:

- I. Grobkörniger, porphyrtiger Biotitgranit, dessen Feldspate über Walnußgröße erreichen.
- II. Schwach gefaserner, meist dickbankiger Granit (Riesengneis), dessen Gemengteile die Größe wie bei Nr I erlangen, und dessen Parallelstruktur hauptsächlich durch die augenförmige Ausbildung der Feldspate sowie durch die Anordnung des Glimmers zu kurzen Häuten und Strähnen hervorgerufen wird.
- III. Ausgezeichnet faserig gestrecktes Gestein (Lagengneis); der Feldspat bildet bis 1 cm breite, sehr lang ausgezogene und durch schuppige Glimmermembranen getrennte Fasern, Schmitzen und Lagen. Das Gestein besitzt deutliche Bankung und plattigen Bruch.
- IV. Außerordentlich dünnfaseriges, gneisiges Gestein, welches sehr häufig stengelig struiert ist (Holz- oder Stengलगneis). Die glimmerigen Bestandteile, unter denen sich reichlicher Muskovit einstellt, sind in lang ausgedehnten streifigen Strähnen angeordnet. Auf dem Querbruche, senkrecht zur Stengelung, besitzt dieses Gestein ein granitisches Aussehen.
- V. Muskovitgneis, aus winzigen Mineralelementen zusammengesetzt, neben spärlichem Biotit reichlichen Muskovit führend, teils als massiger, feinkörniger Granit, teils als plattiger „normaler“ erzgebirgischer Muskovitgneis ausgebildet.

Noch zahlreiche andere Profile könnten aufgeführt werden, welche sämtlich die Zusammengehörigkeit der grobgranitischen, grobfaserigen (biotitreichen), stengelfaserigen und plattigen sowie feingranitischen (muskovitreichen) roten Gneise beweisen¹⁾.

Die Gruppe der erzgebirgischen roten Gneise erfährt durch diese, genetische Gesichtspunkte in den Vordergrund stellende Betrachtungsweise eine wesentliche Erweiterung gegenüber der älteren petrographischen Auffassung, zufolge deren die „Riesengneise“ teils den grauen, teils den roten Gneisen zugeteilt

¹⁾ Vergl. auch: A. SAUER: Erl. zu Sektion Kupferberg, S. 15.

wurden. Das geologische Bild des Erzgebirges (vergl. beifolgende Übersichtskarte) aber gewinnt durch die Zusammenfassung aller roten Gneise zu einer großen Gruppe an Einfachheit und Klarheit.

Während die grobfaserigen roten Gneise ihr Hauptverbreitungsgebiet in den Kernpartien der großen Gneiskuppeln haben, treten die gestrecktfaserigen, feingranitisch und plattig struierten Muskovitgneise in der Mantelzone der Gneiskuppeln auf, vor allem aber bauen die vorherrschend plattigen Varietäten (gewöhnlich als „normale“ Muskovitgneise bezeichnet) jene unzähligen, linsen- und bandartig zum Ausstrich kommenden Lager von rotem Gneis auf, welche im ganzen Erzgebirge, vom tiefsten Freiburger Biotitgneis bis hinauf in die obersten Horizonte der Glimmerschieferformation, verbreitet sind (vergl. S. 319 u. 346), und welche ausnahmslos als Intrusivlager zu gelten haben. Es sind dies die von alters her vom erzgebirgischen Bergmann wegen ihrer Farbe als „Rote Gneise“ bezeichneten Muskovitgneise.

Wenn man diese vorherrschend plattig, teilweise auch feingranitisch struierten Gneise als den Normaltypus der roten Gneise („normaler Muskovitgneis“ der geologischen Spezialkarten) überhaupt bezeichnete, so erklärt sich dies aus der historischen Entwicklung des erzgebirgischen Gneisbegriffes, welcher im Freiburger Bergbau seine Wiege hat. Der Bergmann schied hier von jeher scharf den roten, erzfreien, vom grauen, edlen Gneis, in welchem letzterem die Erzgänge allein bauwürdig waren. So wurde der Begriff „roter Gneis“ auf die in den Bergbau treibenden Gegenden auftretende Strukturvarietät der roten Gneisgruppe festgelegt. Als Grundtypus der Gesteinsgruppe der roten Gneisformation könnten aber eher jene in der Kammregion des Erzgebirges weite Areale aufbauenden grobfaserigen und grobgranitischen Gesteine angesehen werden, als deren extreme Strukturvarietät die in zwar zahlreichen, aber verhältnismäßig wenig mächtigen Lagergängen aufsetzenden Intrusionen von plattigen Muskovitgneisen erscheinen. Denn diese Plattung ist eine durch die Injizierung zwischen die Bänke des grauen Gneises und Glimmerschiefers erworbene Eigenschaft (primäre Parallelstruktur, s. S. 339), während die normale Erstarrungsweise des roten Gneismagmas jene oben beschriebene der großen Gneiskernmassen ist.

Die Gemengteile des sogenannten normalen, also plattig-lagenförmig und feingranitisch struierten Muskovitgneises sind Orthoklas, Plagioklas (Albit), Quarz, Muskovit und Granat, letzterer lokal fehlend; Biotit stellt sich häufig ein, seltener

kommt Rutil vor, Turmalin ist weit verbreitet. Mikroskopisch treten auf: Eisenglanz, Apatit, Turmalin¹⁾.

Auf dem Querbruche sieht man glimmerarme, breitere Feldspat-Quarzlagen mit weit schmäleren, oft nur papierdünnen glimmerreichen Zwischenlagen abwechseln, wodurch das Gestein ein ausgezeichnet plattiges Gefüge erhält.

In seltenen Fällen weisen die Muskovitgneise granulitähnliche Struktur auf, so im Bereiche der Sektionen Zöblitz, Pockau-Lengefeld und Kupferberg (*ggn* = Granulitgneis der Spezialkarten). Ferner bildet ein manchen Granuliten recht ähnlicher Muskovitgneis das Hangende eines in früheren Zeiten abgebauten, jetzt noch zugänglichen Magneteisensteinlagers am Zechberge (Südrand von Sektion Marienberg-Wolkenstein). Mit den mittelgebirgischen Granuliten sind diese roten Gneise aber nicht zu verwechseln, denn ihre Gesteinslagen erreichen nie die Feinheit der ersteren, auch tritt als wesentlicher Unterschied bei letzteren neben der Plattung fast ausnahmslos eine, wenn auch wenig auffallende, lineare Streifung hervor, welche die ersten Anfänge der anderwärts in den roten Gneisen so typisch ausgebildeten Stengelung („Streckung“) darstellt. Obendrein ist die Mikrostruktur dieser granulitähnlichen Gneise eine ganz andere als die der Granulite.

Von besonderem Interesse sind schließlich die lagerförmigen Intrusionen roter Gneise im Biotitgneis des östlichsten Erzgebirges auf Sektion Fürstenwalde-Graupen. Hier treten die normalen plattigen sowie feingranitischen Muskovitgneise, welche bei ihrer Armut an Glimmer als Aplite bezeichnet werden dürfen, vor einem anderen, häufig mit ihnen verknüpften Typus zurück: dem der parallelstruierten Pegmatite. Letztere stellen ein Gestein dar, dessen aus rötlichem Feldspat bestehende Hauptmasse schwachwellig-parallel verlaufende und oft sehr langgestreckte Partien von graulich-weißem Quarz sowie zahlreiche, kreuz und quer eingelagerte, dicke Pakete von Muskovit enthält, wodurch neben einer mehr oder minder ausgezeichneten, langflaserigen Parallelstruktur zugleich ein porphyrtiger Habitus hervorgebracht wird. Die Flaserigkeit (Parallelstruktur) kann ihrem Grade nach außerordentlich schwanken, sich einerseits so weit steigern, daß ausgezeichnet lagenförmige oder grobstenglige Gesteine entstehen und andererseits fast ganz verschwinden, so daß die Quarz-Feldspat-Glimmerelemente ein den Pegmatiten der jüngeren Granite recht ähnliches grobes Gemenge bilden.

¹⁾ Vgl. Text zu Sektion Kupferberg, S. 11.

Diese beiden Extreme, die eben genannten faserigen bis grobgranitischen Pegmatite und die planparallelstruierten bis granitisch-körnigen Aplite, sind durch strukturelle Übergänge verbunden, wodurch eine außerordentliche Mannigfaltigkeit ihrer Struktur erzeugt wird. Nicht selten treten aber auch die beschriebenen extremen Typen an demselben Gesteinskörper unmittelbar nebeneinander auf, eine Erscheinung, die mit dem Vorkommen der Aplite und Pegmatite jüngerer Granite harmoniert. Charakteristische und weitverbreitete Gemengteile der genannten Pegmatite sind Turmalin und Granat.

Die Mächtigkeit der aplitisch-pegmatitischen Intrusionen, welche zur Bankung des Biotitgneises immer die schärfste Konkordanz einhalten, schwankt von einigen Zentimetern bis zu 10 und mehr Metern¹⁾.

Über die chemische Beschaffenheit der roten Gneise geben nachfolgende Analysen Aufschluß, welche sich jedoch nur auf plattige und feingranitische Modifikationen roter Gneise beziehen. Hiernach weisen dieselben in chemischer Beziehung vollkommene Übereinstimmung mit glimmerarmen, schon den Apliten genäherten Graniten auf.

	I.	II.	III.	IV.
Si O ₂	75,74	74,87	76,26	75,22
Ti O ₂	—	Spur	—	—
Al ₂ O ₃	13,25	14,12	13,60	15,03
Fe ₂ O ₃	—	—	—	1,86
Fe O	1,84	2,27	2,41	—
Mn O	0,08	0,25	Spur	—
Ca O	0,60	1,13	0,66	0,15
Mg O	0,39	0,17	0,26	0,005
K ₂ O	4,86	3,29	3,75	4,35
Na ₂ O	2,12	2,55	2,56	3,43
H ₂ O	0,89	0,82	0,94	0,02
Summa:	99,77	99,47	100,44	100,065

- I. Plattiger roter Gneis von Kleinschirma b. Freiberg, SCHEERER²⁾.
- II. Desgl. aus der Gegend des Michaelistollens, 9 km nördlich von Freiberg (RUBE).
- III. Desgl. aus der Gegend zwischen Leubsdorf und Eppendorf, südl. Oederan; feinkörnig und fast granitisch struiert (RUBE).
- IV. Roter Gneis, Wagenbachgrund auf Sekt. Zöblitz. Bauschanalyse von W. KNOP, 1883.

¹⁾ Ausführliches siehe im Text zu Sekt. Fürstenwalde-Graupen.

²⁾ SCHEERER: Die Gneuse des sächs. Erzgebirges, 1862, S. 16.

Ganz wie in den grauen Gneisen treten auch in der Formation der roten Gneise Erscheinungen auf, welche nur als Nachschübe im unmittelbaren Gefolge einer größeren Eruption von rotem Gneis gedeutet werden können. So erhebt sich im Deubenwalde unweit Jöhstadt (auf dem H-Flügel, cf. Sektion Annaberg) eine etwa 5 m hohe Felspartie, die zu oberst aus schwach parallelstruiertem, überaus grobflaserigen roten Gneis (Riesengneis) gebildet wird, dessen Bänke nach N einfallen. Die nach S steil abstürzende Wand des Felskopfes besteht bis zu etwa halber Höhe aus einem sehr feinkörnigen, hellfarbigen Granit (aplitischer Muskovitgneis), welcher gegen den grobflaserigen Gneis schlierenartig abgegrenzt ist, indem in einer 1 bis 2 cm breiten Grenzzone große Feldspate und Quarze des Riesengneises in den feinkörnigen Granit hineinragen. Eine kaum merkliche Parallelstruktur und Bankung, vollkommen gleichsinnig mit derjenigen der grobflaserig struierten oberen Partie, ist auch an dieser feinkörnigen Gesteinsmasse zu beobachten. Beim Absprenge größerer Stücke folgt die Bruchfläche nicht der Grenze zwischen grob- und feinkörnigem Gestein, vielmehr ergeben beide infolge ihrer innigen Verflößung ein einheitliches Sprengstück. Wendet man sich nun zu den beiderseitigen Flanken dieses Felsens, so sieht man die hangende Grenze des feinkörnigen Granites in steilem Bogen in die Tiefe setzen, wobei sie die Flaserung und Bankung des grobflaserigen Gneises unter spitzem Winkel schneidet. Etwas weiter im Hangenden dieser Grenzfläche setzt in dem grobflaserigen Riesengneis eine 10 cm breite, vertikal aufsteigende und in 2 m Höhe sich spitz auskeilende Apophyse des feinkörnigen Granites auf, deren Salbänder mit ersterem ebenfalls innig verschmolzen sind, eine Erscheinung, welche sich nur dadurch erklären läßt, daß eine Injektion von zu feinkörnigem Granit (Aplit) erstarrendem Magma in den Riesengneis stattgefunden hat, noch bevor dieser selbst zur vollständigen Erstarrung gelangt war.

Während es sich hier um eine Art Injektionsschlieren handelt, treten anderseits in den roten Gneisen granitische Intrusionen auf, welche erst nach der völligen Verfestigung der Hauptmasse des roten Gneises stattgefunden und alsdann die Form scharfbegrenzter Gänge angenommen haben. Ein sehr instruktiver Aufschluß solcher Gänge findet sich auf Sektion Olbernbau-Purschenstein (Nr. 130) nahe am Bahnhofe Kupferhammer-Grünthal. An der Chaussee nach Katharinaberg, direkt jenseits der Eisenbahnbrücke über die Flöha, ist der hier langflaserige, teilweise ausgezeichnet

stengelig struierte rote Gneis durch eine steile, absätzliche, etwa 20 m hohe Straßenböschung angeschnitten. Das Gestein ist auffallend reich an rotem Feldspat, zeigt auf dem Hauptbruch lange, aus reichlichem Muskovit und etwas Biotit bestehende Glimmersträhnen und ist in dicken Bänken abgesondert, welche OW streichen und 40° S, auf die Chaussee zu, einfallen¹⁾. In diesem streifigen, dünnlagigen roten Gneise setzen mindestens sechs schon von weitem sichtbare Gänge eines rötlichen Muskovitgranites auf, welche sich schräg an der steilen Anschnittwand hinaufziehen und die Gneisbänke unter spitzem Winkel schneiden. Ihre Mächtigkeit beträgt 0,20 bis 1,00 m, die Struktur ist vorherrschend feinkörnig, lokal pegmatitisch;

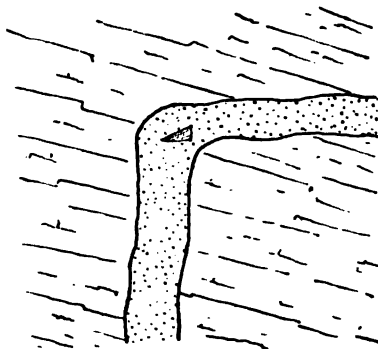


Fig. 4. Gang von rötlichem Muskovitgranit in langfaserigem, stengelig struierten roten Gneis. (Kupferhammer-Grünthal.)

einer der Gänge weist infolge einer zentralen Quarzzone symmetrischen Bau auf. Mit dem umgebenden Gneise sind die Gänge vielfach von Verwerfungen betroffen, abgeschnitten und verschoben, zuweilen mit dem Nebengestein verruschelt. Einer dieser Gänge von 0,20 m Mächtigkeit durchsetzt die Gneisbänke, wie man am Fuße der Steilwand beobachten kann, anfänglich vollkommen senkrecht, biegt jedoch schon in 1 m Höhe vom Boden in stumpfem Winkel ab, um nun schräg zur Gneisbankung zu verlaufen. In der Biegung hält der Gang ein dreieckiges, sich deutlich abhebendes, 5 cm großes Fragment des Nebengesteines (langfaseriger roter Gneis) eingeschlossen (s. Fig. 4).

¹⁾ Bereits CHARPENTIER gibt eine Beschreibung dieses bei der Saigerhütte Grünthal anstehenden, eigenartig struierten, „an versteinertes Holz erinnernden“ Gneises. Mineralogische Geographie der chur-sächsischen Lande, 1778, S. 131.

Nur in den mächtigeren Gängen ist allenfalls eine ganz schwache, in der Richtung der Salbänder verlaufende Parallelstruktur zu erkennen, während der Gesamteindruck des Gangmaterials ein durchaus feingranitischer ist, so daß man nicht ohne weiteres von Gängen eines eruptiven roten Gneises sprechen darf. Erst das Studium zahlreicher solcher Aufschlüsse, besonders ein Vergleich mit den zweifellos eruptiven roten Gneisen an der Riesenburg bei Ossegg auf der böhmischen Seite des Erzgebirges (vergl. S. 356)¹⁾ müssen zu der Überzeugung führen, daß in diesen Gängen magmatische Nachschübe einer vorangegangenen größeren Intrusion von rotem Gneismagma vorliegen. Eine Verwechslung dieser Gänge etwa mit den die postkumische Granitformation des Erzgebirges begleitenden Granitgängen ist übrigens für jeden Beobachter, der die erzgebirgischen Verhältnisse kennt, vollkommen ausgeschlossen.

B. v. COTTA wollte Gänge von rotem Gneis $\frac{1}{2}$ Stunde südlich von Freiberg bei Hilgers Vorwerk in einem 6 Fuß tiefen Einschnitt beobachtet haben²⁾. Diese Gneisgänge setzen nach v. COTTA im grauen Freiburger Gneise auf, bestehen hauptsächlich aus rötlichem Feldspat mit wenig Quarz und weißem Glimmer und sind deutlich schieferig, jedoch ist die Schieferung im Gange nicht ganz so steil als im Nebengesteine. — Da der Aufschluß seit langen Jahren nicht mehr sichtbar ist, lassen sich diese Angaben heute leider nicht mehr nachprüfen.

C. Geologische Beziehungen und Altersverhältnisse zwischen den grauen und roten Gneisen.

Die untere Stufe der grauen Gneise, welche bei Freiberg als grobschuppiger Biotitgneis, in der Fürstenwalde-Tellnitzer Gegend als Biotitgranit ausgebildet ist, darf schon auf Grund ihrer exogenen Einschlüsse (s. S. 321) sowie ihrer chemischen Konstitution nach als ein plutonisches Eruptivgestein, nämlich als ein parallelstruierter Biotitgranit aufgefaßt werden. Da diese untere Stufe nach dem Hangenden zu ohne Grenze in zwar strukturell etwas verschiedene Biotit-

¹⁾ Die ganz einzigartigen Aufschlüsse von Ossegg beanspruchen in erster Linie Interesse wegen der dort anstehenden Hornfelse und kristallinen Grauwacken, sie bieten aber gleichzeitig ein ausgezeichnetes Beispiel für die Eruptivität des roten Gneises.

²⁾ Vergl. N. Jahrb. Min. 1844, S. 681.

gneise, diejenigen der oberen grauen Gneisstufe, übergeht, welche gleichfalls, wenn auch spärlicher, granitische Strukturen, namentlich aber zahlreiche Einschlüsse in Gestalt exogener Schollen aufweist (s. S. 333), welche ferner ihrer chemischen Zusammensetzung nach mit den Gneisen der unteren Stufe übereinstimmt, so ist auch dieser obere Horizont der grauen Gneise als ein gneisig struierter Eruptivgranit aufzufassen. Zu ihm gehören auch die Annaberg-Marienberger Gneise. Wenn diese Tatsache bisher verkannt wurde, so erklärt sich das aus dem Umstande, daß die obere Stufe der grauen Gneise, wie eben hervorgehoben, eine Fülle unzweifelhaft sedimentärer Einschaltungen birgt, deren Dasein der eruptiven Entstehungsweise des sie einschließenden Gneises zu widersprechen schien. (Auf das Verhältnis dieser Sedimenteinschaltungen zu den Gneisen wird in Abschnitt E speziell eingegangen.)

Überzeugender noch als die grauen Gneise geben sich jene der Gruppe der roten Gneise beizuzählenden Gesteine als Eruptiva zu erkennen, welche den Kern der großen Reitzenhain-Katharinaberger Kuppel aufbauen: grobgranitische, grobgaugige und grobflaserige Granitgesteine. Ihre innige Verknüpfung aber mit parallelstruieren roten Gneisen, deren Parallelstruktur in den sogenannten „normalen“ Muskovitgneisen einen sehr hohen Grad erreicht, ihre ungemein mannigfachen, sprunglosen Übergänge innerhalb der ganzen Varietätenreihe erheischen für alle roten Gneise die Annahme einer eruptiven Bildungsweise.

Hiernach sind im Erzgebirge zwei eruptive Gneisformationen zu unterscheiden, die graue und die rote Gneisformation, und es ist noch die Frage zu untersuchen, in welchem Altersverhältnis beide zueinander stehen.

Die zahlreichen, wenig mächtigen Lager roten Gneises in den Fürstenwalder und den Freiburger Biotitgneisen, ferner in den Annaberg-Marienberger Gneisen lassen unter der Voraussetzung eruptiver Bildung der Biotitgneismassen keine andere Deutung zu, als daß sie Intrusionen in den bereits vorhanden gewesenen grauen Gneis darstellen, mithin jünger als dieser sind. (Beweise für die intrusive Natur der roten Gneise s. S. 357.)

Es genügt die Betrachtung der geologischen Karte, um zu erkennen, daß die Haupteruption des roten Gneises im zentralen Erzgebirge erfolgte, und daß in der gewaltigen Reitzenhain-Katharinaberger Kuppel ein mächtiger Stock (vielleicht Lakkolith) roter Granitgneise angeschnitten ist, welcher ringsum von kleineren, in die grauen Gneise eingepreßten

Intrusivlagern umrahmt wird. Diese Intrusionen erstrecken sich bis in die Glimmerschieferformation (s. S. 319). Es erübrigt, darauf hinzuweisen, wie bei dieser Auffassung der roten Gneise sich die Strukturvarietäten der Zentralmasse, der Mantelzone und der zahlreichen linsen- und bandförmig austreichenden Muskovitgneislager, endlich die sprunglosen Übergänge ganzer Strukturreihen der roten Gneisgruppe erklären.

Im Erzgebirge gehören hiernach die grauen Gneise der älteren, die roten einer jüngeren Gneisformation an.

D. Die sedimentären Einschaltungen in der Gneisformation und deren Verbandsverhältnisse mit den Gneisen.

Es wurde bereits S. 322 u. 334 betont, daß die tiefsten Horizonte der grauen und roten Gneise frei von Einschaltungen sedimentärer Natur sind, und daß sich diese letzteren auf die höheren Horizonte der Gneisformation erstrecken. Recht deutlich geht dies aus den Verhältnissen der Freiburger Gneiskuppel hervor, deren Zentralmasse (*gnf*) sich lediglich aus grobschuppigen Gneisen-Biotitgranit zusammensetzt, während in den höheren Gneishorizonten (*gn*) sich so zahlreiche Einschaltungen sedimentärer Entstehung, vornehmlich kristalliner Grauwacken und Hornfelse (*gw*), einstellen, daß sie die Zentralkuppel fast kranzförmig umrahmen. Wie die Karte erkennen läßt, ziehen sich diese Grauwacken- und Hornfelseinschaltungen durch die gesamte Gneisformation — graue wie rote Gneise — bis in das südwestliche Erzgebirge. In der Gegend von Preßnitz-Reischdorf bis südöstlich von Sebastiansberg erlangen sie ihre größte Verbreitung, sind aber hier mit phyllitartigen Schiefern verknüpft, welche von JOKELY¹⁾ direkt als „Phyllite“ bezeichnet wurden. Außerdem beherbergen aber die oberen Horizonte der Gneisformation noch zahlreiche andere Sedimente: Konglomerate, kristalline Kalksteine, glimmerschieferartige Gesteine und Granatglimmerfelse.

Die kristallinen Grauwacken sind teils von überaus feinkörniger, dünnschieferiger Struktur und phyllitähnlichem Aussehen, teils von vollkommen massigem Gefüge. Im mikroskopischen Bilde weisen sie außer der unverkennbaren Hornfelsstruktur eine mehr oder minder reichliche Führung von klastischen Bestandteilen auf, welche dadurch charakterisiert

¹⁾ Jahrb. geol. Reichsanst. Wien, 1857, S. 536.

ist, daß in einer mikrokristallinen Grundmasse von vorwiegenden braunen Biotitschüppchen nebst Quarz-, Orthoklas- und Plagioklaskörnchen größere, bis 1 mm Durchmesser erreichende isolierte Körner von Quarz, Orthoklas und Plagioklas eingesprengt liegen, welche teils schwach abgerundet sind, teils aber auch eine kantige Fragment- oder Splitterform aufweisen. Dadurch, daß die feinkristalline glimmerreiche Grundmasse niemals in jene größeren Fragmente eindringt, sondern immer scharf an deren Konturen absetzt, wird dem mikroskopischen Gesamtbilde in unverkennbarer Weise der Stempel des Klastischen¹⁾ aufgeprägt.

Die chemische Beschaffenheit der kristallinen Grauwacken ist selbstverständlich großen Schwankungen unterworfen, gemäß der verschiedenartigen petrographischen Zusammensetzung der Grauwacken und der wechselnden Natur ihres Bindemittels. Es zeigen sich hier auch keine Gesetzmäßigkeiten weder in dem Verhältnis der Alkalien zueinander noch zu Kalk und Magnesia. Die nachfolgenden drei Analysen geben ein Bild von der schwankenden chemischen Beschaffenheit der erzgebirgischen kristallinen Grauwacken.

	I.	II.	III.
Si O ₂	73,96	69,36	59,87
Ti O ₂	—	0,71	—
Al ₂ O ₃	14,14	13,52	21,23
F ₂ O ₃	—	2,30	4,04
Fe O	4,19	3,70	3,34
Ca O	3,04	1,63	1,20
Mg O	1,69	1,32	2,62
K ₂ O	1,73	2,64	3,62
Na ₂ O	2,93	3,36	1,14
H ₂ O	1,30	0,76	2,75
P ₂ O ₅	—	0,75	—
Summa:	102,98	100,05	99,81

- I. „Glimmertrapp“. Zwischen Thiemendorf und Metzdorf. COTTA: N. Jahrb. Min., 1854.
 II. Kristalline Grauwacke von der Riesenburg bei Ossegg i. Böh. A. WAGNER, 1906.
 III. „Glimmertrapp“ von Metzdorf. R. REINISCH, 1906.

Die Granatglimmerfelse (*mg*) sind mit den Muskovitgneisen verknüpft und wurden auf beifolgender Übersichtskarte mit der gleichen Farbe wie die Glimmerschiefer dar-

¹⁾ Weiteres, insbesondere über die Konglomerate, s. Erl. zu Sektion Annaberg-Jöhstadt, 2. Aufl., S. 19.

gestellt. Sie stellen einen fast lediglich aus Glimmer (Muskovit) und Granat bestehenden Schiefer (Muskovitschiefer) dar, der um so ebenschieferiger ist, je kleiner die Granaten sind, hingegen seine Schieferstruktur fast verliert, wenn letztere bis zu Zentimetergröße anschwellen (daher „Granatglimmerfels“). Innerhalb ziemlich umfangreicher Areale, z. B. auf den Sektionen Augustusburg und Brand, ist der Granatglimmerfels mit Bänken und Lagen von bald dünnplattigem, bald mehr massig und granitisch-körnig struiertem Muskovitgneise verknüpft, so daß Mischzonen entstehen, innerhalb deren Muskovitschiefer und Gneis sich in vielfacher korkordanter Wechselagerung befinden¹⁾. Bei Metzdorf (innerhalb der dortigen, unter der Bezeichnung „Metzdorfer Glimmertrapp“ bekannten Grauwackenscholle) geht der Granatglimmerfels direkt aus kristallinen Grauwacken und Hornfelsen hervor, und die an einem geschlossenen Profile schon von A. Sauer beschriebenen Aufschlüsse gestatten kaum eine andere Deutung, als daß nicht allein die Grauwacken und Hornfelse, sondern auch die mit ihnen im innigsten Verbande stehenden glimmerigen Schiefer und Granatglimmerfelse plutonische Kontaktprodukte sind, daß mithin hier Schiefer und Grauwacken ursprünglich (d. h. vor der Metamorphose) einen ganz ähnlichen Schichtenkomplex gebildet haben dürften, wie anderwärts paläozoische Grauwacken mit Tonschiefern. Als Kontakterzeuger käme außer den intrusiven roten Gneisen der an der Westseite der Metzdorfer Scholle aufgeschlossene Foldunger Augengneis in Frage (vergl. S. 351).

Die Kalklager der Gneisformation sind durch die Kontaktmetamorphose von seiten der Gneise sämtlich in kristallinen Kalkstein (Marmor) umgewandelt und beherbergen zahlreiche sekundäre Mineralien, darunter solche, die seit langem als spezifische Kontaktmineralien bekannt sind: Vesuvian, Granat, Wollastonit u. a. (s. S. 363 u. 335)²⁾.

Die der oberen Gneisformation eingeschalteten Konglomerate, welche hauptsächlich auf den Sektionen Kupferberg, Wiesenthal, Annaberg und Marienberg verbreitet sind, enthalten unzweifelhafte Gerölle, und zwar vorherrschend solche von verschiedenartigen Graniten, Quarziten, Quarzglimmerschiefer, vereinzelt auch Kalkstein.

¹⁾ Vgl. hierzu Erl. zu Sektion Augustusburg, 2. Aufl. 1907.

²⁾ C. F. NAUMANN: Lehrb. d. Geognosie, 2. Aufl. II, S. 85.

B. LINDEMANN: Über einige wichtige Vorkommnisse von körnigen Karbonatgesteinen mit bes. Berücksichtigung ihrer Entstehung und Struktur. N. Jahrb. Min. Beilagebd. XIX, 1904, S. 197—318.

Die Verbandsverhältnisse der Gneise mit Einschaltungen unzweifelhaft sedimentärer Natur sind selbstverständlich für die Erkenntnis der Genesis der Gneise selbst von der größten Bedeutung; deshalb haben auch von jeher die im Erzgebirge tätig gewesenen Geologen dieser Frage die größte Aufmerksamkeit zugewendet. An folgenden Punkten sind die Verbandsverhältnisse, auf welche S. 356 ff. nochmals speziell einzugehen ist, in instruktiver Weise aufgeschlossen: Bei Boden, südwestlich von Marienberg (Sekt. Marienberg-Wolkenstein), steht am linken Ufer der Preßnitz eine gegen 2 m mächtige Grauwackenbank an, welche durch ihre in drei Horizonten konzentrierte Gerölleführung jeden Zweifel über ihre sedimentäre Bildungsweise ausschließt (eine ausführliche Beschreibung des dortigen Profiles gab ich im Zentralblatt für Mineralogie 1903, S. 465—469). Der Verband des Gneises mit der schieferigen Grauwacke ist nur im Hangenden der letzteren aufgeschlossen, wo man deutlich sieht, wie die Grauwacke scheinbar in zuerst feinschuppigen, dann körnig-schuppigen Muskovitgneis „übergeht“. In Wirklichkeit ist dieser „Übergang“ dadurch herbeigeführt, daß der Muskovitgneis mit der Annäherung an die schieferige Grauwacke selbst feinschieferig wird und so mit dem, feine Glimmerschüppchen führenden Grauwackenschiefer täuschende Ähnlichkeit erlangt. Beide Gesteine, der Muskovitgneis und die Gerölle führende Grauwacke, sind aber ganz heterogener Entstehung: der Gneis eruptiver, die Grauwacke sedimentärer Natur. Der vermeintliche „Übergang“ zwischen beiden Gesteinen ist vielmehr auf Rechnung der plutonischen Kontaktmetamorphose zu setzen, indem der Muskovitgneis am Kontakt mit der eingeschlossenen Grauwackenscholle feinschieferige Struktur annimmt (endogene Kontaktmetamorphose!), der Grauwackenschiefer selbst aber durch winzige Glimmerschüppchen feinkristallin wird (exogene Kontaktmetamorphose!). Andererseits ist auch die lokale Hornfelsstruktur der Grauwackenscholle kontaktmetamorphischen Einflüssen zuzuschreiben.

In ganz derselben Weise wie bei Boden sind jene zahlreichen, auf Sekt. Annaberg aufgeschlossenen Profile zu deuten, welche einen „Übergang“ aus Hornfelsen und Grauwacken in grauen Annaberger Gneis oder in Muskovitgneis erkennen lassen. Wiederholt stellen sich außerdem hier im Verlaufe der im körnig-schuppigen Gneise einsetzenden und mehr oder weniger rasch den Hornfels erreichenden Profile plötzlich wieder einzelne gneisige Lagen oder Streifen im Hornfels ein, welche als Injektionen gneisigen Magmas in dem

im Gneise schwebenden Grauwackenhornfels gedeutet werden müssen.

Stimmen diese Erscheinungen in vielen Zügen mit ganz ähnlichen in den letzten Jahren an anderen Orten, z. B. in den Alpen gemachten und in der gleichen Weise gedeuteten Beobachtungen überein¹⁾, so wird sich doch noch mancher Widerspruch gegen die hier gegebene Deutung der gedachten Profile geltend machen, und daran ist nicht zum mindesten die hergebrachte Meinung schuld, daß gerade durch die Einschaltungen unzweifelhaft sedimentärer Massen in Gneiskomplexen die sedimentäre Bildungsweise eben der letzteren bewiesen werde. Es gibt aber im Erzgebirge noch zwei weitere, bisher nicht beschriebene Aufschlüsse, welche geeignet sein dürften, bei dem vorurteilsfreien Beobachter auch die letzten Zweifel an der Schollennatur der im Gneise schwebenden und durch letzteren kontaktmetamorph umgewandelten Sedimentmassen, in diesen Fällen Grauwacken, zu beseitigen:

1. Bei Metzdorf (Sektion Augustusburg, früher Schellenberg-Flöha) ist den oberen Horizonten der Gneisformation eine umfangreiche Grauwackenpartie eingeschaltet — der aus der Literatur bekannte und viel umstrittene „Metzdorfer Glimmertrapp“. Über die verschiedenen genetischen Deutungen, welche derselbe im Laufe der Zeit erfahren hat, vergl. die Erläuterungen zu Sekt. Schellenberg-Flöha bzw. Augustusburg. Gegenwärtig kann wohl kein Zweifel darüber herrschen, daß der sog. Metzdorfer Glimmertrapp — ebenso wie die früher als „dichte Gneise“ und „archaische Grauwacken“ bezeichneten erzgebirgischen Gesteine — eine im Kontakt mit Eruptivgneisen kristallin gewordene und zum Teil in Hornfels umgewandelte Grauwacke darstellt.

An der Westseite der Metzdorfer Grauwackenpartie, unmittelbar oberhalb der Metzdorfer Parkettfabrik, sieht man im Bahneinschnitt der Schmalspurbahn einen fast granitisch struierten Augengneis anstehen, während etwas oberhalb davon an dem waldbedeckten Gehänge (Forstabteilung 101 der Spezialkarte) dunkelfarbige Fleckengrauwacke, sog. „Metzdorfer Glimmertrapp“ auf längere Erstreckung hin zutage tritt. Besonders typisch ist dieser „Glimmertrapp“ unmittelbar an dem das Gehänge entlang führenden Wege dort aufgeschlossen, wo an den Felsen ein weiß-gelb-weißes Wegemarkierungszeichen angebracht ist.

¹⁾ Vergl. z. B. G. KLEMM: Berichte über Untersuchungen an den sogenannten „Gneisen“ und den metamorphen Schiefergesteinen der Tessiner Alpen. Sitz.-Ber. Ak. Wiss. Berlin 1905/6.

Beide Aufschlüsse, der Augengneis am Fuße des Gehänges und die Glimmertrappfelsen etwas gehängeaufwärts, liegen kaum 50 m auseinander, sind jedoch durch waldbewachsenen Gehängeschutt voneinander geschieden, ihr Kontakt mithin nicht zu beobachten. Um nun den letzteren mit absoluter Sicherheit zu fassen, ließ ich mit Genehmigung der Königl. Forstverwaltung im Herbst 1904 zwischen den beiden Aufschlüssen am Gehänge einen Schurf ausführen, durch welchen unter dem Waldboden zunächst granitischer Augengneis bloßgelegt, nach etwa 2 m Länge des Schurfes jedoch bereits der Kontakt des Gneises mit dem Glimmertrapp aufgedeckt wurde, welcher folgende Beschaffenheit hatte:

In etwa 1 bis 2 dm Entfernung von dem hier sehr dunkelfarbigem, feinkristallinen bis dichten Glimmertrapp (Hornfels) nimmt der Augengneis ebenplattige, dünnlagige Struktur an. Eine scharfe Grenze zwischen Gneis und Hornfels existiert nicht, vielmehr erscheint der letztere im Kontakt mit dem Gneise gewissermaßen aufgeblättert und mit millimeter- bis kaum zentimeterbreiten, aus hellen Quarz- und rötlichen Feldspatlagen zusammengesetzten Gneistrümpchen erfüllt, so daß ein eigenartig feinstreifiges, aus dünnen Hornfels- und Gneislagen zusammengesetztes Mischgestein entsteht. Diese Gneis-intrusionszone erreicht eine Breite von 0,5 m und geht bald in reinen dunklen Hornfels über, der nun allein vorherrscht und das Gehänge aufwärts ansteht.

An der Stelle des Schurfes fallen die Platten des Augengneises und mithin auch die beschriebene Kontaktzone mit 70° nach dem Gehänge zu ein, das Streichen ist etwa NS. Weiter nordöstlich von dem Schurfe, also in der Richtung auf das Bachtälchen der Mondscheinmühle zu, läßt sich der Kontakt zwischen Augengneis und Glimmertrapp noch weiterverfolgen an einem langen aus dem Talboden aufragenden Felszuge, dessen eigenartiges Gestein eine innige Mischung von Augengneis und dunklem Hornfels darstellt. Die Bankung des Gesteins fällt jedoch hier vom Gehänge weg, nämlich mit 50° nach NW, während das Streichen nordöstlich verläuft. Es würde den Rahmen dieser Arbeit überschreiten, die überaus mannigfache Ausbildung dieses Mischgesteines und namentlich seine mikroskopischen Eigentümlichkeiten — die scharfe Scheidung zwischen Eruptiv- und Sedimentmaterial — zu beschreiben, dies muß einer Spezialarbeit überlassen bleiben. Hier sei vor allem betont, daß der Metzsdorfer Glimmertrapp eine kontaktmetamorphe, ausgezeichnete Hornfelsstruktur aufweisende Grauwackenscholle darstellt, welche an ihrer West-

seite in plutonischem Kontakt mit einem Eruptivgneis steht. Der letztere, der Augengneis der Faltung, ist mithin jünger als der Metzdorfer Glimmertrapp¹⁾).

Aber auch mitten in diesem Augengneise, und zwar nur wenige Meter von dessen Kontaktzone mit der großen Metzdorfer Grauwackenpartie, findet sich eine Scholle von dunklem Hornfels eingeschlossen, welche durch den Bahneinschnitt oberhalb der Parkettfabrik in ausgezeichneter Weise bloßgelegt ist. Diese etwa 1 m mächtige, augenscheinlich aber viele Meter lange Hornfelsscholle ist streng konkordant zur Plattung des Augengneises gerichtet, welcher in ihrer unmittelbaren Nähe ein dünnfaserig-streifiges Gefüge annimmt. In ihrem Hangenden wie Liegenden zeigt die Hornfelsscholle eine 0,2 m breite Kontaktzone, welche in ihrer Ausbildung völlig dem oben geschilderten Kontakt des Augengneises mit der großen Metzdorfer Grauwackenpartie gleicht. Wie dort erscheint hier der Hornfels am Kontakt mit dem Gneise gewissermaßen aufgeblättert und mit massenhaften zarten, rötlichen und weißlichen Lagen von Augengneis dergestalt erfüllt, daß ein feinstreifiges, aus Biotithornfels- und Gneislagen zusammengesetztes Mischgestein entsteht. Nach dem Innern der Scholle zu werden die Injektionen immer feiner und spärlicher, bis in deren zentraler Masse der reine Biotithornfels allein herrscht.

Diese Verhältnisse werden durch Taf. XVI veranschaulicht, welche ein aus der Kontaktzone der Hornfelsscholle mit dem Augengneise stammendes Gesteins-Sprengstück darstellt. Um das „Mischgestein“ besser sichtbar zu machen, ist das Sprengstück senkrecht zur Plattung angeschliffen. Die feinen hellen Streifen bezeichnen die Gneisinjektionen in dem dunklen Hornfels. (Original in der Sammlung der geologischen Sammlung der geologischen Landesanstalt zu Leipzig, hier auch weitere zahlreiche Belegstücke.)

Um festzustellen, in welchem chemischen Verhältnis das Mischgestein zu dem eruptiven Augengneis wie auch zu dem Hornfels steht, wurden drei Analysen ausgeführt, welche folgendes Resultat ergaben²⁾:

¹⁾ Der hier in Rede stehende feinfaserige, lokal jedoch ausgezeichnet granitisch struierte Augengneis des Waldrevieres „Faltung“ bei Metzdorf ist derselbe, welchen A. SAUER als „Foldunger Gneis“ bezeichnete und bereits vor Jahren zu den Eruptivgneisen stellte (vergl. den F. KRANTZschen Katalog 1901, Supplement 3 zu No 4 und: A. SAUER: Das alte Grundgebirge Deutschlands. Compt. rend. IX. Congrès géol. intern. Wien 1904. S. 592).

²⁾ Analysiert von R. REINISCH, 1906.

	Hornfels I.	Mischgestein II.	Augengneis III.	I:III = 1:5 $\frac{1}{2}$ IV.
Si O ₂ . . .	59,87	65,93	67,09	65,99
Al ₂ O ₃ . . .	21,23	16,52	16,06	16,84
F ₂ O ₃ . . .	4,04	4,00	1,79	4,65
Fe O . . .	3,34	2,61	3,62	4,23
Ca O . . .	1,20	1,76	2,40	2,22
Mg O . . .	2,62	2,02	1,81	1,93
K ₂ O . . .	3,62	3,31	3,71	3,69
Na ₂ O . . .	1,14	2,50	2,66	2,25
H ₂ O . . .	2,75	1,68	1,27	—
Summa:	99,81	100,33	100,41	97,57

Die Analyse Nr. I entspricht einer tonigen Grauwacke, diejenige Nr. III einem Biotitgranit, während Nr. II, das „Mischgestein“, mitten zwischen den beiden Analysen I und III steht. Eine Mischung von I und III im Verhältnis von 1 : 5 $\frac{1}{2}$, ergibt die unter IV stehenden Werte. Die Übereinstimmung mit den durch die Analyse gefundenen Werten ist bis auf den Eisen- und Kalkgehalt eine recht befriedigende.

Eine ganz ähnliche wie die vorhin beschriebene, brettartig dünne Scholle von Hornfels beobachtet man im Augengneise der Faltung, am Steilgehänge des Bahnkörpers der Flöha—Reitzenhainer Eisenbahn. Das aus augenflaserigem Biotitgneis aufgebaute Felsgehänge ist hier an der rechten Seite der Bahn weithin angeschnitten. Etwas oberhalb der Stelle, wo die Sekundärbahn nach Eppendorf, von der Hauptlinie abzweigend, die große Löbnitz überschreitet, sieht man beim Bahnstein 509 eine 0,8 m mächtige Bank von dunklem Hornfels, welche sich am Gehänge aufwärts 60 m weit verfolgen läßt, im Augengneise eingeschaltet, und zwar streng konkordant zu dessen Plattung. Auch hier ist der letztere im unmittelbaren Hangenden und Liegenden des Hornfelses ungemein dünnflaserig-ebenflächig, ja holzähnlich gestreckt. Trotzdem ist die Kontaktfläche zwischen beiden ganz heterogenen Gesteinen deutlich, erst in 5 bis 10 m Entfernung von der Kontaktfläche erlangt der Augengneis seine normale Beschaffenheit wieder, eine Erscheinung, die wohl als eine durch die Hornfelscholle hervorgerufene endogene Metamorphose des Augengneises gedeutet werden darf¹⁾.

2. Geht man von dem am Fuße des Steilabsturzes des böhmischen Erzgebirges gelegenen Bahnhof Ossegg nach dem

¹⁾ Über ein Intrusivlager von Augengneis in Hornfels vergl. S. 330.

in einer steil ansteigenden Talschlucht gelegenen, nur etwa 2 km entfernten Orte Riesenberg, so bemerkt man bald zahlreich umherliegende Blöcke und Bruchstücke von dunkelfarbigem Grauwackenhornfels, auf denen sich hellfarbige Trümer und Lagen von Aplit und Muskovitgneis scharf abheben. Auch Blöcke von z. T. pegmatitisch ausgebildetem, dabei ausgezeichnet parallelstruierten Muskovitgneis (s. S. 341) liegen umher, so daß schon das Blockwerk längs des Weges und nicht minder das der Gartenmauern reichen Stoff zu Beobachtungen bietet. In dem karähnlich tief in den Steilabsturz des Erzgebirges eingeschnittenen Ende des Riesenberger Tales erreicht man schließlich die anstehende Grauwacke — ein Aufschluß, der in der gesamten Gneisformation des sächsischen Erzgebirges auch nicht annähernd seinesgleichen hat, und der für die genetischen und Altersbeziehungen der Gneisformation von der größten Bedeutung ist¹⁾.

Der sehr spröde, dunkelfarbige Grauwackenhornfels bildet nicht nur die steil aufsteigenden Felswände hinter den letzten Häusern von Riesenberg sowie den rechts angrenzenden, uralte Ruinen tragenden Burgberg, sondern auch den links steil sich emporhebenden Bergrücken bis zu ziemlich dessen Gipfel, welcher letzterer jedoch ebenso wie die umliegenden Höhen aus langfaserigem Biotitgneis (Eruptivgneis!) aufgebaut ist. Die mithin tief in den Gneis eingesenkte Grauwacke hat nun ganz besonders intensive kontaktmetamorphische Wirkungen erleiden müssen, welche sich vor allem in der Umwandlung der ursprünglichen Grauwacken und Grauwackenquarzite in einen außerordentlich spröden und festen Hornfels (Quarzbiotithornfels) kundgibt, der mit den z. B. im südwestlichen Erzgebirge beobachteten Grauwackenhornfelsen durchaus übereinstimmt. Dazu kommt nun aber noch eine Kontakterscheinung, welche den letzteren fehlt, und hier an der Riesenburg durch das tiefe, zahnartige Eingreifen der ursprünglichen Grauwacke in das Granit-Gneismagma zu erklären ist.

Sie besteht in der ungemein vielfältigen Durchtrümerung des Hornfelses mit Aplit- und Muskovitgneislagen, so daß eine ganz regelmäßige „Wechselagerung“ zwischen dem dunkel- bis schwarzgrauen Hornfels und dem hellfleischroten Injektionsgestein entsteht. Letzteres ist ein vollkommen mit dem

¹⁾ Die Riesenburg ist vom Bahnhofe Ossegg auf romantischem Wege in einer guten halben Stunde zu erreichen, und es sollte kein Fachmann, der in die dortige Gegend kommt, versäumen, die Aufschlüsse bei der Burgruine zu besuchen.

normalen erzgebirgischen (plattigen) Muskovitgneis übereinstimmendes Gestein, also ein typischer roter Gneis, der aber dann, wenn die Injektionslagen kaum Zentimeterbreite erreichen, zu Aplit hinneigt. Die Mächtigkeit der Intrusionen kann mehr als 1 m erreichen, beträgt aber gewöhnlich nur 1 oder mehrere Zentimeter und sinkt zuweilen bis zu Papierdünnheit herab, endlich können an ihre Stelle ganz weitläufige oder engere Perlachnüre von linsenförmigen Feldspataggregaten treten („feldspatisation“).

Lokal kann sich die Wechsellagerung solcher ebener Injektionsplatten mit den schwarzen Hornfelsen mehrfach auf das allerregelmäßigste wiederholen, wie Taf. XVII, Fig. 1 zeigt, an anderen Stellen bilden die hellen Injektionspartien steile Bogen, spitze Parabeln, fragezeichenartige Schmitze, unregelmäßige Schnörkel in der dunklen Hornfelsmasse, wobei in den Biegungen der lagenförmigen Partien eine oft sehr bedeutende Anschwellung der Mächtigkeit sich einstellt, während sich die Schenkel dünn ausziehen; vergleiche hierzu Taf. XVII, Fig. 2, welche einen Felskopf unmittelbar westsüdwestlich von dem Hause Nr. 35 bei der Riesenburg darstellt.

An einzelnen Stellen wurden innerhalb der mächtigen rötlichen Injektionsmasse vollkommen aus ihrem Verbande gerissene fingerstarke Platten von Hornfels beobachtet, welche in diesem gewissermaßen schweben und somit auf ihrem Querbruche scharf an dem Injektionsmaterial abstoßen. An einzelnen Felspartien ist dieser Imprägnations- und Injektionsprozeß in dem Maße vor sich gegangen, daß die Injektionsmassen fast vor den Hornfelsen vorwalten, während sie an anderen Felspartien nur ganz vereinzelt auftreten können oder ganz fehlen.

Sobald die Injektionslagen eine Mächtigkeit von mehreren Zentimetern erreichen, erlangen sie, wie oben betont, einen ausgesprochenen Gneishabitus, und zwar denjenigen eines Muskovitgneises von parallelstreifig-bänderiger Struktur. Auf dem Querbruch offenbart sich diese letztere durch den Wechsel von hellrötlichen Lagen feinkörnigen Feldspats mit zarten Lagen feinkörnigen grauen Quarzes, nur hier und da unterbrochen durch Querschnitte von dicken Muskovitpaketen und -tafeln. Die Parallellflächen hingegen sind von einer Fülle kleinster Muskovitschüppchen übersät, zwischen diesen aber liegen 1 bis mehrere Zentimeter große, stark silberglänzende Muskovit tafeln eingestreut. Die auf solche Weise erzeugte Parallelstruktur verläuft parallel den Grenzflächen der Platten und somit zugleich parallel der Plattung des Hornfelses.

Der hohe Grad und die eigentümliche Richtung der Kontaktmetamorphose dieser Hornfelse läßt sich wohl nur dadurch erklären, das ihr Urgestein tief zahnartig in das Granit-Gneismagma eingegriffen hat (vergl. S. 361) und dadurch vielseitigster Einwirkung von seiten des Magmas ausgesetzt gewesen ist. In der Glut klüftete die zum Hornfels werdende Gesteinsmasse, und zwar zunächst auf den vorhandenen Ablösungs-, also Schichtflächen. In diese letzteren drang von den Seiten, namentlich aber wohl von unten her (denn die Grauwackenbänke stehen steil aufgerichtet), granitisches Magma ein, und zwar das nämliche, welches bei seiner Erstarrung die Gesteine der roten Gneisgruppe im Erzgebirge lieferte, nahm bei der Erstarrung zwischen den nur wenig voneinander entfernten, einander parallelen Schichtflächen des Hornfelses eine diesen letzteren konkordante Parallelstruktur an und bildet jetzt die roten Gneislagen und -platten zwischen den Hornfelseln. Waren die Räume zwischen den durch die Hitzeeinwirkung auseinanderklaffenden Hornfelsbänken nur außerordentlich zart und nur temporär geöffnet, um sich dann wieder zu schließen, so gelangten jene papierdünnen Lagen zur Ausbildung, welche sich lokal in lauter kleine perlschnurartige oder mehr oder weniger weit voneinander getrennte augenartige Aggregate von feinkörnigem Feldspat mit Quarz auflösen. Bei der Erzeugung der ganz unregelmäßig gestalteten, oft schnörkel- oder arabeskenartig geformten Injektionspartien muß man voraussetzen, daß eine förmliche Durchtränkung des wahrscheinlich in einen viskosen Zustand versetzten Grauwackenmaterials mit Granitmagma stattgefunden hat¹⁾, eine Anschauung, für welche die ganze Erscheinungsweise dieser Injektionen und ihr Verband mit dem Hornfels spricht (vergl. Taf. XVII, Fig. 2).

Während der Untersuchung der eben geschilderten Riesenberger Grauwackenscholle mußte sich unwillkürlich der Gedanke aufdrängen, ob es nicht gelingen würde, an irgend einem Punkte durchgreifende Lagerung der Gneisinjektionen in dem schieferig-plattigen Hornfelse nachzuweisen. Die hierauf gerichteten Bemühungen waren nach langem Suchen von

¹⁾ Bezüglich der während der Injektion höchstwahrscheinlich stattgehabten Erweichung (Plastizität) der Grauwacken vergl. G. KLEMM: Über einige typische Fälle von granitischen Injektionen in Schiefergesteinen. Notizbl. d. V. f. Erdk. u. d. geol. Landesanst. zu Darmstadt, IV. Folge, 25. Heft, S. 20. 1904. Ferner E. WEINSCHENK: Spezielle Gesteinskunde, S. 8.

Erfolg gekrönt: an drei Punkten konnte unzweifelhaft festgestellt werden, daß das rötliche Injektionsmaterial den Hornfels vollkommen quer zu dessen Plattung durchsetzt. Es gelang, von einer dieser Stellen ein Stück loszusprengen, welches deutlich zeigt, daß die Injektion den Schichtfugen gefolgt ist, dann aber plötzlich den Hornfels quer durchsetzt um sogleich wieder von neuem der Plattung des letzteren sich anzupassen. Ist auch, rein petrographisch betrachtet, das Injektionsgestein hier nicht als „Gneis“ zu bezeichnen, so liegt doch ein Beispiel durchgreifender Lagerung eines zweifellos zur Gruppe der roten Gneise gehörigen Gesteines vor (s. Taf. XVIII, Fig. 1).

An einer zweiten Stelle wurde, wie Taf. XVIII, Fig. 2 sehr deutlich zeigt, beobachtet, wie von einer konkordant in dem dunklen Grauwackenhornfels eingeschalteten, 2,5 cm breiten Platte roten Gneises ein starkes seitliches Trum schräg in den Hornfels hineinsetzt und hier plötzlich stumpf aufhört, gleichsam als hätte die injizierende Kraft versagt, das Gneismagma tiefer in den Hornfels einzupressen. Dieses Vorkommnis ist deshalb besonders wichtig, weil das injizierte Magma hier ausgezeichneten Gneishabitus (roter Gneis mit Muskovitschuppen und Granaten) aufweist.

Ähnliche Injektionserscheinungen wie die hier geschilderten lassen sich noch vielfach an losen im Riesenberger Talgrunde massenhaft liegenden Gesteinsblöcken (s. o.) beobachten. So zeigt Taf. XIX, Fig. 1 ein Stück feinkörnigen grauen Gneis (dessen Anstehendes nicht aufzufinden war), welches von einem höchst eigenartig gewundenen, hellfarbigen Gneistrum durchsetzt wird.

Des Interesses wegen sei hier endlich noch die Abbildung eines in der Sammlung der Königl. geologischen Landesanstalt zu Leipzig aufbewahrten, von J. HAZARD im Jahre 1878 in der Gneisformation von Sektion Zöblitz aufgefundenen Stückes glimmerreicher kristalliner Grauwacke beigelegt, welches von einem äußerst kompliziert gewundenen hellfarbigen Trum durchsetzt wird, dessen Bildungsweise ganz die gleiche sein dürfte, wie die jener Intrusionen in der Riesenberger Grauwacke. Vergl. hierzu Taf. XIX, Fig. 2.

E. Die geologische Stellung der in der Gneisformation eingeschalteten Sedimentmassen und die Kontaktwirkungen der Gneisformation.

Bei der Beurteilung der Gneiskomplexe bezüglich deren Genesis hatte bislang die Überzeugung Platz gegriffen, daß diejenigen Gneisareale, innerhalb deren sog. „archaische“ Grauwacken, ferner Konglomerate, Kalksteine und Quarzitschiefer auftreten, als sedimentären Ursprungs zu betrachten seien. Diese Überzeugung entsprang daraus, daß man die genannten unzweifelhaft durch Sedimentation entstandenen Gesteinsgruppen für konkordante Einlagerungen in den Gneisen, also für gleichalterig mit denselben hielt. Für die Gneise selbst mußte mithin auch eine sedimentäre Entstehung angenommen werden, und sie erhielten die Bezeichnung Sedimentgneise.

Unter diesen Begriff würden also, petrographisch betrachtet, normale Gneise, also meist körnig-flaserige Quarz-Feldspat-Glimmergesteine fallen, da in ihrem Verbreitungsbezirke nur „Einlagerungen“ der oben genannten Sedimente vorkommen, auf beifolgender Übersichtskarte mithin die mit *gn* und ein Teil der mit *mgn* bezeichneten Gneisareale.

Eine zweite Gruppe von Gneisen, welche dieser „Einlagerungen“ vollständig ermangelt, hatte a priori Anspruch darauf, nicht zu den Sedimentgneisen gerechnet zu werden, und als außerdem nachgewiesen war, daß in dieser Gruppe granitische Gesteine (welche in Gneis übergehen und lokal exogene Einschlüsse enthalten), eine große Verbreitung besitzen, wurde dieselbe als die der Eruptivgneise angesprochen.

Die Entscheidung also, ob ein Sedimentgneis oder ein Eruptivgneis vorliege, war — neben petrographischen Merkmalen — hauptsächlich von geologischen Momenten abhängig, nämlich von dem Vorhandensein oder Fehlen sedimentärer Einschaltungen.

Neuere Untersuchungen der erzgebirgischen Gneisformation, vor allem die der Kontaktverhältnisse des Metzdorfer Glimmertrapps und der Grauwackenscholle von Riesenburg-Osegg, haben jedoch in voller Übereinstimmung mit zahlreichen anderwärts gemachten Beobachtungen dargetan, daß die Auffassung der Sedimente als „konkordante Einlagerungen“ auf einem Irrtum beruht, dadurch hervorgerufen, das sich die Plattung der eruptiven Gneise vollkommen den Schichtflächen der mit ihnen in Kontakt geratenen Sedimentmassen anschmiegt. Die

letzteren müssen als im Gneise gewissermaßen schwebende Schollen aufgefaßt werden und repräsentieren als solche Reste eines ehemals die gesamte Gneisformation verhüllt habenden Schiefergebirges (Dach), in welches das Gneismagma von unten her injiziert wurde¹⁾. Dabei blätterte das Schiefergebirge auf, seine tiefsten Horizonte (Schalen) lösten sich völlig von dem Dache los, und in letzteres selbst drang das Gneismagma in Gestalt von Lagergängen ein, dabei eine Parallelstruktur annehmend, die mit den Schichtflächen des Schiefers vollkommen harmoniert.

Die heutige Denudationsfläche der Gneislakkolithen muß deshalb, wie das obenstehende schematische Profil, Fig. 3, veranschaulicht, in den zentralen Teilen der Gneisareale frei von hineingeblätterten Teilen des Schieferdaches sein, da hier die Denudationsfläche bereits tief unter der ehemaligen Injektionszone liegt, während die höheren Horizonte (Mantelzone) der Gneislakkolithen solche sedimentäre Einschaltungen in um so größerer Fülle enthalten, je näher sie der Schieferumrahmung, d. h. den Flanken des ehemaligen geschlossenen Schieferdaches liegen.

In welchem hohen Maße ein granitisches Magma fähig ist, in das Schiefergebirge konkordant zu dessen Schichtung einzudringen und Schalen von Schiefer loszulösen, wird durch ein ungemein instruktives Belegstück aus dem Kontakthofe des Eibenstocker Granites bewiesen, welches auf Taf. XX abgebildet ist. Handelt es sich hier auch um ein jüngeres (richtungslos-körniges) Granitgestein, so kann jenes Belegstück doch den Mechanismus der Injektion trefflich veranschaulichen: der Granit kommt in Kontakt mit Tonschiefer und metamorphosiert diesen zu andalusitführendem, schieferigen Hornfels. Feine Granitinjektionen dringen in großer Anzahl in den Hornfels — konkordant zu dessen Schichtung — ein und lösen dünne Schalen desselben ab, welche z. T. gänzlich im Granite schweben. Eine Apophyse des Granites setzt quer durch die Schichtung des Hornfelses hindurch²⁾.

¹⁾ Vergl. hierzu die durch schematische Profile unterstützten Ausführungen R. LEPSIUS': Geologie von Deutschland II, 1903, S. 105 fig.

²⁾ Das in der Königl. geologischen Landesanstalt zu Leipzig aufbewahrte, aus einem Steinbruch am Gleesberge unfern Schneeberg stammende Originalstück zeigt noch andere bemerkenswerte Erscheinungen, so vor allem eine Differenzierung des granitischen Magmas in den feinen Intrusivgängen, ausgedrückt durch das Vorwalten des Quarzes. Einzelne der am tiefsten in den Hornfels vorgedrungenen Intrusivlagen bestehen sogar fast aus reinem Quarz, eine bekanntlich an Granitramifikationen anderen Ortes häufig beobachtete Erscheinung.

Das Belegstück ist deshalb so überaus instruktiv, weil es gewissermaßen im kleinen jene gewaltigen Vorgänge widerspiegelt, welche sich bei der Eruption der großen erzgebirgischen Gneiskuppeln in deren Schieferumrahmung vollzogen.

Betrachtet man nun unter Berücksichtigung des zu obenstehendem Profile Fig. 3 und zu Taf. XX Gesagten die beifolgende geologische Karte, so dürfte es einleuchten, daß die fast ringförmige Anordnung der Hornfels- und Schieferschollen in den oberen Horizonten der Freiburger Gneiskuppel darauf hindeutet, daß über letzterer ehemals eine flach gewölbte Schieferhaube ruhte, die jedoch heute nur noch an der Nordwest- und Westseite der Kuppel als geschlossenes Schiefergebirge vorhanden ist, während ihre liegenden Teile als tief zahnartig in den Gneis eingesenkte Schollen erscheinen. Denkt man sich daher die heutige Denudationsfläche genügend tiefer gesenkt, so würden am Südrande des Freiburger Gneismassivs alle Einschaltungen von Sedimenten völlig verschwinden, die jetzt bereits sedimentfreie Zentralmasse (*gnf*) also sozusagen weiter nach außen greifen, während hingegen am W- und NW-Rande der Gneismasse, also etwa auf der Strecke Memmendorf—Bieberstein, die Gneis-Schiefergrenze zwar auch weiter nach außen rücken, gleichzeitig aber ein tieferes Niveau des Schiefergebirges mit ähnlichen Intrusions- und Aufblätterungserscheinungen an die Tagesoberfläche gelangen würde¹⁾.

Daß das Magma in der Mantelzone des Granitgneislakkolithen große Massen des durchbrochenen und abgeblätterten Schiefergebirges absorbiert habe, wie LEPSIUS²⁾ annimmt oder die Schiefer „zum größten Teil eingeschmolzen habe“³⁾, erscheint mir nicht zutreffend und mit den tatsächlichen Aufschlüssen im Felde nicht im Einklang stehend, vielmehr nehme ich an, daß sich die Absorptionen nur auf die nächste Umgebung der eingeschlossenen Schiefer- und Grauwackenschollen erstreckt haben. Es müßte wohl sonst u. a. die

¹⁾ Aus dieser Auffassung heraus erklärt sich auch das Auftreten von Kalklagern inmitten zweifellos eruptiver Gneise, welches anfänglich der Erkenntnis von der Eruptivität der letzteren nicht geringe Schwierigkeiten bereitete. So ist beispielsweise der große Kalkzug von Memmendorf (vergl. LEPSIUS: a. a. O. S. 34, Erl. zu Sekt. Freiberg-Langhennersdorf, 2. Aufl., S. 10) als abgeblätterter Teil des Schiefergebirges zu betrachten, wiewohl letzteres, wie aus beifolgender Karte hervorgeht, weit fortstreichende, die ganze westerbirgische Gneisregion umrahmende Lagerzüge von Kalksteinen in verschiedenen Horizonten beherbergt.

²⁾ a. a. O. S. 107.

³⁾ H. CREDNER: Die Genesis des sächs. Granulitgebirges, Renntiationsprogramm der phil. Fak. d. U. Leipzig 1906, S. 2.

chemische Beschaffenheit der oberen Stufe des Freiburger Gneises (Mantelzone) erheblich von derjenigen der unteren (Kernpartie) abweichen. Nur bei den Kalkmassen dürfte eine umfangreichere „digestion“ stattgefunden haben, wie u. a. die Verhältnisse eines im Freiburger Gneise eingeschlossenen Kalklagers südlich von Gottleuba lehren. Rings in der Umgebung dieses in früheren Jahren durch Steinbrüche, später durch Stollenbetrieb abgebauten, gegenwärtig jedoch unzugänglichen Kalksteinlagers ist Freiburger Biotitgneis vom Typus des Fürstenwalder Gneises verbreitet. In der nächsten Umgebung des Kalklagers führt der Gneis nach R. BECK¹⁾ „zahlreiche kleine Kalkschmitzen und vereinzelte amphibolitische Lagen“. Auf den umfangreichen Halden findet man neben spärlichen Stücken eines feinkristallinen, weißen bis gelblichen Kalksteins große Mengen sehr verschiedenartig gefärbter Kalksilikathornfelse sowie amphibolitartige, dichte bis feinfilzig struierte Gesteine, endlich Stücke eines glimmerreichen, quarzarmen Gneises mit einem grünlichen, sich talkig anführenden Glimmer. Die Gesamtheit dieser Erscheinungen deutet entschieden auf eine teilweise Absorption des Kalkkörpers durch das Gneismagma und eine endogene Beeinflussung des letzteren infolge Aufsaugung größerer Mengen Kalkes hin²⁾. (Vgl. hierzu auch die Fußnote auf Seite 334.)

¹⁾ Erl. zu Sekt. Berggießhübel 1889. S. 9.

²⁾ Das eben beschriebene Kalklager bei Gottleuba dürfte ebenso wie die kleinen Kalklinsen bei Lungwitz und unfern vom Finkenfang bei Maxen bei späteren Untersuchungen über die Ostgrenze der erzgebirgischen, speziell der Freiburger Gneisformation und deren Altersbeziehungen zum hangenden Schiefergebirge besondere Beachtung erfordern. Dieses Kalklager liegt nämlich, wie aus der beifolgenden Übersichtskarte ersichtlich, im Streichen jenes umfangreichen Zuges von Schieferhornfelsen, der sich von Herbergen über Göppersdorf bis Niederhartmannsbach erstreckt. Diese Hornfelse sind petrographisch größtenteils anders beschaffen als jene feinkörnigen Grauwacken-Hornfelse des westlichen Erzgebirges und scheinen mehr aus Tonschiefern wie aus grauwackeartigem Material hervorgegangen zu sein. Es sind grünliche, hornartig dichte, z. T. glasharte Gesteine, die lokal in phyllitartige Schiefergesteine übergehen. Zu ihnen gehört auch der schmale, bislang als „Phyllit“ ($p\gamma$) bezeichnete Schieferstreifen zwischen Niederhartmannsbach und Gottleuba. Im unmittelbaren Hangenden dieses im Gneise schwebenden Hornfelszuges steht noch eine schmale Zone Freiburger Gneis an, sodann folgt das elbtalgebirgische Schiefergebirge (Phyllit, Kambrium, Silur), dessen liegende Grenzzone gegen den Gneis trotz der verschiedentlichen, besonders bei Gottleuba ausgesprochenen Dislokationen wohl kaum im Sinne einer oder mehrerer streichender Verwerfungen — wenigstens nicht in ihrer gesamten meilenlangen Ausdehnung — aufzufassen sein dürfte. Speziell in der Gegend von Lungwitz, Maxen, Häselich, Großröhrsdorf erfordert diese Kontakt-

Es ist bereits oben dargelegt worden, daß die im Gneise eingeschlossenen Sedimente eine höchst intensive Kontaktmetamorphose erfahren haben (vgl. S. 349). Diese letztere erstreckt sich, wie von vornherein zu vermuten ist, auf die gesamte Schieferumrahmung der Gneislakkolithen und erzeugt hier, ganz wie in der Umgebung der postkolumbischen Granitstöcke, einen ausgezeichneten Kontakthof. Die innere Zone desselben, in welcher noch zahlreiche Intrusivlager, namentlich von roten Gneisen, auftreten, bildet im Erzgebirge die Glimmerschieferformation, die äußere die Phyllitformation. Beide sind, wie dies ihre Natur als kontaktmetamorphischer Komplex verlangt, durch allmähliche Übergänge miteinander verbunden, während die Phyllitformation nach oben hin in unveränderte Schiefer (Tonschiefer des Kambriums) übergeht¹⁾.

Außer an der von den äußeren nach den innersten Teilen des Kontakthofes mehr und mehr zunehmenden Kristallinität der Schiefer lassen sich die Kontakthofphänomene z. B. an den Kalklagern verfolgen, welche sämtlich in Marmor umgewandelt sind und typische Kontaktminerale aufweisen²⁾.

Innerhalb gewisser Komplexe des inneren Kontakthofes haben die Schiefer eine Umwandlung zu „Gneisglimmerschiefer“ (fm der beigegebenen Karte) erfahren, Gesteine, welche sich durch große Mannigfaltigkeit in ihrer petrographischen Ausbildung auszeichnen³⁾. Bald repräsentieren sie nur einen feldspatreichen Glimmerschiefer, bald gewinnen sie durch Zurücktreten des Granats und Vorwalten des Biotits sowie infolge einer mehr körnig-schuppigen Ausbildung Ähnlichkeit mit dem grauen Gneis der oberen Gneisstufe (gn), endlich sind Lagerzüge normaler grauer Gneise mit diesen Gneisglimmerschiefern aufs innigste verknüpft. Die Entstehung der letzteren dürfte auf eine intensive Injektion gneisigen Magmas aus den liegenden Granitgneislakkolithen in gewisse Komplexe der Schieferhülle zu erklären sein, leider fehlen aber über die speziellen Vorgänge dieser Injektionen bei der

linie zwischen Biotitgneis und Schiefergebirge unter Berücksichtigung der im Gneise eingeschlossenen oder mit demselben in Kontakt kommenden Schiefer, Hornfelse und Kalksteine eine erneute Untersuchung.

¹⁾ Vgl. hierzu LERSIUS: Geologie von Deutschland, 2. Teil, S. 107, welcher zuerst die Glimmerschiefer- und Phyllitformation des Erzgebirges als Kontakthof der Gneise ansprach.

²⁾ LINDEMANN: vgl. Fußnote S. 349.

³⁾ Vgl. Erl. zu Sekt. Schwarzenberg, 1. Aufl. 1884, S. 19; desgl. Erl. zu Sekt. Elterlein-Buchholz, 2. Aufl. 1901, S. 24.

Herausbildung der erzgebirgischen Gneisglimmerschiefer bislang jegliche Untersuchungen, und es dürfte eine interessante Aufgabe der Zukunft sein, hier petrogenetische Studien anzustellen.¹⁾ Bei dieser Gelegenheit müßte auch die Grenze, besser Grenzzone zwischen Glimmerschiefer- und Gneisformation einer sorgfältigen Neuaufnahme unterzogen und die vielfach erwähnten „Übergänge“ zwischen Gneis- und Glimmerschiefer unter modernen Gesichtspunkten untersucht werden, denn es ist zu erwarten, daß sich hier — nach dem Eindringen des Gneismagmas in die Schieferhülle — ähnliche interessante Erscheinungen herausgebildet haben, wie sie beispielsweise G. KLEMM aus der Grenzzone des Tessin - Gneisgranites gegen seine Glimmerschieferbedeckung im Tessintale, besonders längs der Straße von Faido nach Dalpe, schildert.²⁾

Großer Reichtum an Kontaktmineralien und hochgradige Kristallinität zeichnen im übrigen den inneren Kontakthof der Gneisformation aus. Außer den üblichen, allgemein verbreiteten Mineralien: erbsengroße Granaten, Muskovit in großen, die Schichtflächen bedeckenden Häuten, Biotit (häufig quer gestellt), Turmalin, Rutil, Feldspate, wurden im Glimmerschiefer — bisher jedoch nur in der Gegend von Bräunsdorf — Andalusit, Staurolith und Cordierit beobachtet³⁾. Die zahlreichen Quarzknauern und Quarzflammen des Glimmerschiefers rechne ich im Sinne WEINSCHENKS ebenfalls zu Erzeugnissen der Kontaktmetamorphose.

In den hangenden Teilen der Glimmerschieferformation schwächt sich die Kristallinität der Schiefer ab, der Granat wird spärlicher und kleiner und verschwindet schließlich makroskopisch völlig — es stellen sich Albit- und Quarzphyllite ein, die liegendsten Komplexe des äußeren Kontakthofes oder die Phyllitformation. Nach und nach verschwinden auch die Albitkörnerchen und die immer noch durch metallartigen Glanz auf den Schichtflächen der Schiefer ausgeprägte Kristallinität, und es bilden sich tonschieferartige Phyllite

¹⁾ Manchen wertvollen Fingerzeig dürfte hierbei die Abhandlung J. J. SEDERHOLMS: Über den gegenwärtigen Stand unserer Kenntnis der kristallinen Schiefer von Finnland (Compte rendu IX. Congr. géol. int. Wien 1904 II, S. 613/14 usw.) bieten.

²⁾ G. KLEMM: Bericht über Untersuchungen an den sogen. „Gneisen“ und den metam. Schiefergesteinen d. Tessiner Alpen. Sitz.-Ber. Akad. Wiss. Berlin, 1904, II, S. 56. — Über die Grenzverhältnisse zwischen Gneis- und Glimmerschieferformation, vgl. auch Erl. zu Sektion Freiberg-Langhennersdorf, 2. Aufl. 1907, S. 24 und die demnächst in 2. Aufl. erscheinenden Erläuterungen zu Sektion Roßwein-Nossen.

³⁾ Vgl. Erl. zu Sekt. Freiberg-Langhennersdorf, 2. Aufl., 1906, S. 17.

heraus, die nach oben in normale, aus dem Kambrium und Silur bekannte echte Tonschiefer übergehen. Bemerkenswert ist das Hindurchgehen des Turmalins durch den gesamten Kontakthof.¹⁾

Bei dieser Auffassung der Glimmerschiefer- und Phyllitformation als Kontakthof der Gneislakkolithen gewinnen auch die eigenartigen Lagerungs- und Verbreitungsverhältnisse der Schieferformation bei Öderan an Klarheit, insofern der dort im Hangenden der Phyllitformation nochmals auftretende Glimmerschiefer von Hausdorf-Langenstriegis-Bockendorf unter dem metamorphosierenden Einfluß des großen Frankenberg-Hainichener Augengneiskomplexes gestanden hat, welcher in seiner Ausdehnung nicht unterschätzt werden darf, da er nur an einzelnen Lokalitäten zutage tritt. Es schwimmen also in der Gegend von Hausdorf-Öderan gewissermaßen zwei Kontakthöfe, der dem Freiburger Gneise angehörende südöstliche und der dem Frankenger Augengneise zuzurechnende nordwestliche, dergestalt miteinander, daß zwei Glimmerschieferzonen und zwischen beiden eine Phyllitzunge sich herausgebildet haben. Daß auch das auffallende, sich weit nach Westen erstreckende Ausbiegen der Glimmerschieferformation bei Schwarzenberg mit der Auffassung dieser Schieferformationen als Kontakthof harmonisiert, wurde bereits S. 332 hervorgehoben.

Mit den Kontakthöfen der jüngeren erzgebirgischen Granitstöcke von Eibenstock und insbesondere von Kirchberg hat der Kontakthof der Gneisformation außer manchen anderen verwandten Zügen die orographische Erscheinungsweise gemeinsam. So nebensächlich auf den ersten Blick dieser Umstand erscheinen mag, gewinnt er doch an Bedeutung, wenn man sich vergegenwärtigt, daß eben infolge der Kontaktmetamorphose die Schieferhüllen in beiden Fällen diejenige petrographische Konstitution erhielten, die sie befähigte, der Denudation erhöhten Widerstand entgegenzusetzen und damit orographische Bildungen von ganz bestimmten gleichartigen Zügen zu schaffen. Wie z. B. das Kirchberger Granitmassiv von einem selten unterbrochenen, bis 100 m über das allgemeine Niveau emporragenden Walle von hochkontaktmetamorphen Schiefen (Andalusitglimmerschiefer) umgürtet wird, so daß der Granit gleichsam den Boden eines weiten in das Schieferplateau eingesenkten Gebirgskessels darstellt, so ist auch das hohe Auf-

¹⁾ Vgl. hierzu WEINSCHENK: Über Mineralbestand und Struktur der kristallinen Schiefer. Abh. d. k. Bayr. Akad. d. W. II. K. XXIII, 3. Abt., S. 762.

ragen des Glimmerschiefers über den in der Tiefe zurückbleibenden Gneis sehr auffallend. Auf der viele Meilen langen Strecke von Crottendorf über Scheibenberg, Elterlein, Geyer, Drebach, sodann in der Gegend des Lauterbacher Knochens und des Adlersteins überragt der Glimmerschiefer wallartig oder mit einzelnen Bergrücken oder Felskämmen das tiefer gelegene Gneisareal, welches — einmal von der Denudation erreicht — infolge seines Feldspatreichtums leichter verwitterte und abgetragen wurde als der quarzdurchwobene Schiefer. Dem scharfen Auge C. F. NAUMANNs war dieses orographische Moment bei der ersten geologischen Aufnahme des Königreichs Sachsen nicht entgangen, aber geradezu eigenartig muß es uns berühren, daß dieser weitblickende Forscher bereits vor 70 Jahren an diese Wahrnehmung die Worte knüpfte: „Eine genaue Bestimmung der gegenseitigen Niveaueverhältnisse und ein detailliertes Studium der Struktur- und Lagerungsverhältnisse beider Gesteine (des Glimmerschiefers und Gneises) können wohl dereinst zu interessanten geogenetischen Aufschlüssen führen.“

Die alte Dreiteilung der „archaischen“ Formation in eine Gneis-, Glimmerschiefer- und Phyllitformation erfährt durch die hier vertretene Auffassung sämtlicher Gneise als Eruptivgesteine, der umrahmenden Schiefer aber als deren Kontakthof eine völlige Umkehrung, dafern nämlich jetzt die Gneise die jüngste Formation repräsentieren, während Glimmerschiefer und Phyllite als ihr kontaktmetamorpher Hof die älteren Gebilde sind. Da ferner diese Phyllite nach oben hin in kambrische Tonschiefer übergehen, von den tiefsten Horizonten der Glimmerschiefer an aber bis hinauf zum Kambrium eine ununterbrochene Schichtenreihe existiert, so sind also Glimmerschiefer- und Phyllitformation nicht als geologische „Formationen“ im bisherigen Sinne, sondern — als die tiefsten Etagen des Kambriums aufzufassen und als altkambrisch oder präkambrisch anzusprechen. Von einem Archaikum im alten Sinne kann infolgedessen im Erzgebirge nicht die Rede sein, da ältere Schichten als die Glimmerschiefer nirgends vorhanden sind.

Schwieriger ist die mit weit größerer Intensität sich aufdrängende Frage nach dem geologischen Alter der erzgebirgischen Gneise zu lösen, welche letztere bis vor kurzem, wie die Gneisformation überhaupt, als archaisches Fundamentargebirge aufgefaßt wurden.

Von vornherein muß bemerkt werden, daß diese Frage gegenwärtig noch nicht in genügender Weise zu beantworten ist. Während in der kontaktmetamorphen Schieferumrahmung des Granulitgebirges Schichtenkomplexe mit organischen Resten, und zwar solchen des Silurs und Devons, angetroffen wurden¹⁾, sind bisher in der Schieferumwallung der erzgebirgischen Gneisformation nirgends Fossilfunde gemacht worden²⁾. Deshalb richtet sich gegenwärtig die Aufmerksamkeit auf jene in den oberen Horizonten der Gneisformation so reich vertretenen Grauwacken (Hornfelse) und Konglomerate, um vielleicht von hier aus die Altersfrage zu lösen.

Schon LEPSIUS hat auf die frappante Übereinstimmung dieser Konglomerate mit denen des Kulms im Vogtlande und Thüringen hingewiesen³⁾, eine Ansicht, der ich nach eingehenden in dieser Richtung angestellten Studien vollkommen zustimme. Um aber ein möglichst einwandfreies Urteil über den Habitus dieser Grauwacken- und Konglomeratgesteine zu erlangen, stellte ich eine größere Suite derselben zusammen, welche alle typischen Vorkommnisse aus der Gneis- und Glimmerschieferformation des sächsischen und böhmischen Erzgebirges — auch die bekannten Konglomerate von Obermittweida — umfaßte, und sandte dieselbe ohne jede Etikettierung und ohne Namhaftmachung der Fundorte (nur mit laufenden Nummern versehen) an Prof. WEISE, Plauen, sowie eine kleinere Auswahl an E. ZIMMERMANN, Berlin, zwei hervorragende Kenner des vogtländisch-thüringischen Kulms. Die Bestimmungen, welche von Bedeutung sind, und für welche ich beiden Herren zu Dank verpflichtet bin, lauten fast ausnahmslos: Kulm, Kulmkonglomerat, metamorphe Kulmgrauwacke. Nur bei einigen wenigen Stücken waren Zweifel angedeutet, daß sie event. dem Devon oder Silur angehören könnten.

Wenn hier der Einwand erhoben werden sollte, daß der petrographische Habitus eines Gesteins absolut keinen Schluß auf dessen geologisches Alter erlaubt, so möchte ich dem entgegnen, daß gerade im Vogtland und in Thüringen, einem

¹⁾ Vgl. Erl. zu Sekt. Mittweida-Taura 1905, S. 15.

²⁾ Auch für die Zukunft darf man sich in dieser Beziehung keinen großen Hoffnungen hingeben, wenigstens mit Bezug auf die erzgebirgischen Kalklager, eher noch könnte durch einen glücklichen Zufall in jenen mannigfachen Einlagerungen kohlenstoffreicher Schiefer in der Phyllit- und Glimmerschieferformation irgend ein organischer Rest gefunden werden.

³⁾ a. a. O. S. 108.

Teile des Erz- und Mittelgebirges eine petrographisch sehr charakteristische Ausbildung gewisser geologischer Horizonte zu konstatieren ist, eine Tatsache, welche durch gelegentliche Fossilfunde immer wieder bestätigt wird.

Hält man daher an dem bis jetzt zwar nicht einwandfrei erwiesenen, aber doch höchst wahrscheinlich zu Recht bestehenden Kulmalter der in der Gneisformation eingeschalteten Grauwacken- und Konglomeratschollen fest, so dürfte die Eruption des erzgebirgischen Gneises frühestens am Ende der Kulmperiode erfolgt sein, dergestalt, daß zuerst die grauen Gneise, sodann, nicht wesentlich später, die roten Gneise erumpierten.¹⁾

Mithin wären die erzgebirgischen Gneise nicht sehr viel älter als die in ihnen und ihrem Kontakthofe aufsetzenden Granitstöcke, welche vornehmlich zwischen dem Oberkarbon und Rotliegenden zur Eruption gelangten.

Es sei hier darauf hingewiesen, daß bei künftigen Forschungen über das Alter der erzgebirgischen Gneise auch der nordsächsischen, besonders auf den Sektionen Oschatz-Wellerswalde und Riesa-Strehla zur Entfaltung gelangten Gneisformation und ihrem Kontakthofe die größte Aufmerksamkeit gewidmet werden muß. Die dortigen, den Freiburger Gneisen (*gnf*) sehr ähnlichen Biotitgneise, welche mit Granitgneisen und richtungslos struierten, feinkörnigen Biotitgraniten verknüpft sind, haben ausgezeichnete Kontaktwirkungen in ihrem Schiefermantel erzeugt, der sich außer aus Andalusitglimmerschiefern aus hochkontaktmetamorphen Grauwacken und namentlich Konglomeraten (Steinberg bei Clanzschwitz) von durchaus kulmischem Habitus zusammensetzt²⁾.

¹⁾ Zu einem ähnlichen Ergebnis ist, den Mitteilungen E. ZIMMERMANNs zufolge (vgl. die Schriften d. Ver. f. Sachsen-Meiningsche Geschichte u. Landeskunde 43, 1903, S. 325), auch R. SCHEIBE bezüglich der Gneisformation des Thüringer Waldes gekommen. Die neuesten, noch unveröffentlichten Untersuchungen dieses Autors haben ergeben, „daß eine eigene Gneisformation im Thüringer Walde nicht vorhanden ist, sondern daß Glimmerschiefer die ältesten sichtbaren Gesteine sind, und die dortigen Gneise teils feldspatreiche Abänderungen des Glimmerschiefers, teils — und zwar zum allergrößten Teile — flaserige bis parallelstruierte Abarten des Granites sind, daß ferner auch im nordwestlichen Thüringer Walde die Granite nebst ihren gneisartigen Abänderungen, obwohl sie unter dem Glimmerschiefer zu liegen scheinen und z. T. auch wirklich liegen, doch jünger als dieser sind, so daß dann die Möglichkeit nicht von der Hand zu weisen ist, daß sie wie die des südöstlichen Thüringer Waldes postkulmisches Alter haben“.

²⁾ Diese nordsächsische Kulm-Grauwackenzone taucht bekanntlich auch bei Leipzig (Plagwitz-Großzschocher) aus dem Diluvium auf, wo

F. Historischer Überblick über die Ansichten von der Genesis der erzgebirgischen Gneise seit C. F. NAUMANN.

C. F. NAUMANN, welcher im Jahre 1844 die erste kartographische Darstellung und textliche Beschreibung eines großen Teiles des erzgebirgischen Gneis- und Schiefergebietes publizierte¹⁾, machte bez. der grauen und roten Gneise keinen Unterschied, sondern faßte beide als Glieder einer einzigen Formation auf. Über die Entstehung der Urgneisformation spricht er sich nicht direkt aus, wohl aber geht seine Ansicht von deren eruptiver Bildungsweise aus folgenden Zeilen hervor. Im 2. Heft der geognostischen Beschreibung des Königreiches Sachsen, Seite 122 sagt er bei der Schilderung der Strukturverhältnisse des Freiburger grauen Gneises: „Wenn sich manche Umstände für die Ansicht vereinigen, daß unser Gneis hypogener Entstehung sei, und wenn sein Unterschied vom Granite vielleicht nur darin begründet war, daß er unter dem Einflusse gewisser Spannungen, Pressungen und Streckungen zur Erstarrung gelangte, so würde sein Linearparallelismus als das Resultat einer solchen Streckung zu betrachten sein. Es ist aber sehr wahrscheinlich, daß gestreckte Massen während ihrer allmählichen Abkühlung die stärkste Zusammenziehung in der Richtung ihrer ehemaligen Ausstreckung erfahren werden, und so ließen sich vielleicht die zahllosen transversalen Spalten unserer stehenden und flachen Gänge als die früheren Produkte einer rein thermometrischen Wirkung betrachten, welche bei weiterer Abkühlung auch die longitudinalen Spalten der Spatgänge zur Folge hatte. Durch welche Kraftäußerung man sich aber auch die Entstehung von Gangspalten in den sog. Urgebirgen überhaupt erklärt, so könnte die besondere Richtung der beiden Hauptgangsysteme von Freiberg ihre Erklärung in dem Linearparallelismus unseres Gneises

seit langem eine gefleckte Grauwacke bekannt ist, in deren Flecken A. SAUER neuerdings Cordieritzwillinge nachwies (Das alte Grundgebirge Deutschlands, Compt. rend. IX. Congr. géol. Wien 1904, S. 591). Wenn nun hier schon längst eine kontaktmetamorphe Entstehung der Flecken durch die Einwirkung eines in der Tiefe verborgenen „Granites“ vermutet wurde, so dürfte es nicht ungerechtfertigt sein, diese Kontaktmetamorphose einem Eruptivgneise zuzuschreiben, der möglicherweise mit den weiter östlich bei Oschatz zutage tretenden Gneisen zusammenhängt.

¹⁾ Sekt. XV der geognost. Karte v. Sachsen und Heft 2 der geognost. Beschr. d. Königr. Sachsen.

oder in dem Umstande finden, daß derselbe während seiner Erstarrung eine sehr konstante Streckung in der Richtung hor. 7 bis 8 erfuhr.“

In einer Mitteilung im Neuen Jahrbuch 1844, Seite 445 schreibt er ferner: „Der erzgebirgische Gneis ein Sediment! der skandinavische Gneis gebratener Sandstein und Schiefer! es ist wirklich unbegreiflich, wie solche Ansichten beifällige Aufnahme finden konnten! Ich halte den meisten Gneis ebensowohl für ein eruptives, plutonisches Gebilde wie den Granit—.“

Diese plutonische Auffassung der Gneisformation harmoniert bekanntlich auch mit NAUMANNs Ansichten über die Bildungsweise des Granulites.

Wenige Jahre später unterschieden HERMANN MÜLLER, der erst vor kurzem verstorbene, letzte Vertreter der älteren sächsischen Geologenschule, und neben ihm Th. SCHEERER und v. COTTA zwei Gneisbildungen, den roten und den grauen Gneis.

Nach H. MÜLLER, dem Schöpfer und eifrigsten Verfechter dieser Richtung¹⁾, ist nur der graue Gneis, welcher konkordant aufeinander folgende, breite, konzentrisch auslaufende Schichtenzonen von großartig kuppelförmiger Architektur bilde, ein Äquivalent der sog. Urgneise anderer Gegenden. Dieser Urgneisformation stellt er die jüngere oder Eruptivgneisformation gegenüber, welche sich aus roten und amphoteren (d. i. zweiglimmerigen) Gneisen mit Einschaltungen von Granatglimmerfels, Quarzitschiefern, Kalklagern etc. aufbaue. Der rote Gneis spielt nach MÜLLER dem grauen gegenüber die Rolle eines Eruptivgesteins und durchsetzt den letzteren teilweise mit durchgreifender Lagerung.

Von seinem größten Verbreitungsbezirk längs der oberen Regionen des Erzgebirges greifen breite, z. T. meilenlange Arme nach dem Fuße des Gebirges durch den Urgneis, ja durch Glimmerschiefer und Tonschiefer. Ferner umschließt der rote Gneis Fragmente von grauem Gneis und Schollen von Konglomeraten und Grauwacken, letztere als Reste einer auf der Gneisformation ehemals ausgebreiteten jüngeren Grauwackenformation. Diese Grauwacken haben im Kontakt mit dem hiernach wohl postsilurischen roten Gneise eine

¹⁾ H. MÜLLER: N. Jahrb. Min. 1850, S. 592—596. Über das Gneisgebirge um Annaberg. — Berg- und Hüttenmänn. Zeitung XXII, 1863, Nr. 27, S. 233. Einteilung der Gneise. — N. Jahrb. Min. 1863, S. 613; 1864, S. 829. Einteilung der Gneise; 1865, S. 1—13. Über den Glimmertrapp in der jüngeren Gneisformation des Erzgebirges.

intensive Metamorphose erlitten („Glimmertrapp“ = Flecken-grauwacke).

Es läßt sich aus alledem erkennen, daß H. MÜLLER die genetischen Verhältnisse der erzgebirgischen Gneisformation mit großem Scharfblick übersehen und einen Standpunkt vertreten hat, den wir heute zum großen Teil anerkennen. In seinen „meilenlangen Armen“ von rotem Gneis spiegeln sich jene weit fortstreichenden bis in die höchsten Horizonte der Glimmerschieferformation hinaufreichenden Lagerzüge von rotem Gneis wider, während die Grauwaren tatsächlich kontaktmetamorphe jüngere Schollen darstellen.

Th. SCHEERER schloß sich der MÜLLER'schen Ansicht bezüglich der Eruptivität der roten Gneise an¹⁾ und gelangte sodann durch eingehende chemische Untersuchung der Gneise zu dem Schlusse, daß auch der Freiburger graue Gneis ein „Plutonit“ sei. Später unterscheidet er drei erzgebirgische Gneise, den grauen, den mittleren und den roten Gneis („unterer, mittlerer und oberer Plutonit“), als Etagen eines ursprünglich einheitlich gewesenen plutonischen Magmas. SCHEERER betont auch, daß der Gneis keine wirkliche Schichtung, sondern nur Parallelstruktur besitze.

V. COTTA hielt gleichfalls wie MÜLLER an der Eruptivität des roten Gneises, den er in seiner Gesteinslehre als „Gneissit“ zu bezeichnen vorschlägt²⁾, fest, auch wollte er Gänge von rotem im grauen Gneis gefunden haben. Endlich erkennt auch STELZNER³⁾ den roten Gneis als Eruptivgestein an.

Unter dem Einfluß der alten sächsischen Geologenschule unterschied J. JOKELY im böhmischen Erzgebirge gleichfalls grauen und roten Gneis und erklärte den ersteren für ein Glied der primitiven oder Urgebirgstrias, während er den letzteren für ein Eruptivgestein ansprach⁴⁾. Seine Bezeichnungen „roter Gneis“ und „Eruptivgneis“ decken sich daher (vergl. a. a. O. S. 519, Fußnote, ferner S. 529). Den genetischen Zusammenhang der plattigen roten Gneise mit den

¹⁾ Th. SCHEERER: Die Gneise des sächs. Erzgebirges und verwandte Gesteine nach ihrer chem. Konstitution und geol. Bedeutung. Diese Zeitschr. 1862. — Über die chemische Konstitution der Plutonite. Festschrift zum 100 jähr. Jubiläum der Bergakademie zu Freiberg. Dresden 1866.

²⁾ V. COTTA: Gesteinslehre I, S. 144. — N. Jahrb. Min. 1854, S. 41. — Lehre von den Erzlagerstätten I, S. 144.

³⁾ A. STELZNER: Die Granite von Geyer und Ehrenfriedersdorf. 1865, S. 6.

⁴⁾ J. JOKELY: Geologische Beschreibung des Saazer Kreises in Böhmen. Jahrb. geol. Reichsanstalt. Wien 1857.

streifig-stengelig struierten, langfaserigen, grobfaserigen und grobtaugigen Gneisen („Knollengneis“) hatte JOKELY richtig erkannt. Freilich wagte er nicht, alle grobgranitisch struierten Partien von rotem Gneis mit zur Gneisformation zu ziehen, sondern trennte einzelne ihrer Gebiete, so den Haselstein bei Böhmischem Einsiedel (a. a. O. S. 550) als Granite ab.

Im Gegensatz zu den durch die vorgenannten Autoren vertretenen Anschauungen stellte sich — nicht zum mindesten unter dem Einflusse der namentlich durch BISCHOF vertretenen Lehre von der regionalen Metamorphose — die im Anfang der 70er Jahre begründete Geologische Landesuntersuchung von Sachsen auf den Standpunkt, daß der graue und der rote Gneis des Erzgebirges als gleichwertige Glieder der archaischen Schichtenreihe aufgefaßt und keinem von beiden eine eruptive Entstehungsweise zuzuschreiben sei. In seiner Publikation: „Der rote Gneiss des sächsischen Erzgebirges, seine Verbandsverhältnisse und genetischen Beziehungen zu der archaischen Schichtenreihe“¹⁾ wies H. CREDNER zwar nach, daß kein einziges Beispiel von durchsetzenden Gängen roten Gneises im Erzgebirge bekannt geworden sei, gelangte aber im übrigen zu dem Schlusse, daß der rote Gneis ein normales Glied der archaischen Schichtenreihe und sedimentären Ursprungs sei. Denselben Standpunkt hatte vorher bereits J. KALKOWSKY in seiner Abhandlung: „Rother Gneis und Kalkstein im Wilischthal im Erzgebirge“²⁾ vertreten.

Für die oben erwähnten grauwacke- bis phyllitartigen, lokal echte Gerölle führenden Gesteine innerhalb der Gneis- und Glimmerschieferformation verfocht insbesondere A. SAUER die Auffassung, daß dieselben eine Anomalie bald des grauen, bald des roten Gneises darstellen (woraus sich deren Bezeichnung als „dichte Gneise“ erklärt), und daß sie gewissermaßen archaische Analoga der paläozoischen Grauwaren seien³⁾, ein Standpunkt, den SAUER auch in der Einleitung seiner im Jahre 1900 erschienenen Arbeit über: „Geologische Beobachtungen im Aarmassiv“⁴⁾ sowie in dem im Jahre

¹⁾ Vergl. diese Zeitschr. 1877, S. 757.

²⁾ Vergl. diese Zeitschr. 1875, S. 623; 1876, S. 716 u. 745.

³⁾ A. SAUER: Über Konglomerate in der Glimmerschieferformation d. sächs. Erzgeb. Zeitschr. f. d. ges. Naturwissensch. 52. Halle 1879. — Erläuterungen zu den Sektionen Elterlein, Wiesenthal, Kupferberg, Schellenberg-Flöha. Leipzig 1879, 1881, 1882 und 1884.

⁴⁾ Sitz.-Ber. Akad. d. Wiss. Berlin 1900, 34.

1903 auf dem Internationalen Geologenkongreß in Wien gehaltenen Vortrage über: „Das alte Grundgebirge Deutschlands“ vertrat.

In diesem, im Jahre 1904 im Druck erschienenen Vortrage¹⁾ gibt SAUER nochmals seine bereits 1899 in einem der F. KRANTZschen Kataloge enthaltene Gliederung der erzgebirgischen Gneise in Sedimentär- und Eruptivgneise an, zufolge deren er u. a. auch den körnig-faserigen Annaberger Gneis und einen großen Teil der Muskovitgneise zu den sedimentären Ablagerungen, den grobfaserigen Augengneis im Tale der schwarzen Pockau und bei Kupferberg, die dünnfaserigen Biotitgneise von Freiberg und Scheibenberg sowie den „Foldunger Gneis“ (s. S. 353) hingegen zu den eruptiven Gneisen rechnete.

Dieser SAUERschen Auffassung schloß ich mich anläßlich der von mir im Jahre 1900 ausgeführten Revision von Sektion Elterlein an und vertrat dieselbe auch noch auf den Sektionen Annaberg und Marienberg.

Unterdessen waren — angeregt durch die bahnbrechenden mikroskopischen Untersuchungen ROSENBUSCHS und SAUERS über die Struktur der kristallinen Schiefer — auch im östlichen Erzgebirge im Bereiche der Freiburger grauen Gneise genetische Studien angestellt worden. Es ist das Verdienst R. BECKS, hier die Gneisfrage ins Rollen gebracht zu haben. In seiner im Jahre 1901 erschienenen Publikation über einige Eruptivgneise des sächsischen Erzgebirges²⁾ vertritt er den Standpunkt, daß die exogene Einschlüsse führenden Fürstenwalder Granitgneise stark dynamometamorph beeinflusste Granite, die Biotitgneise der Nachbarschaft noch stärker dynamometamorphe Eruptivgebilde mit ausgesprochener Kataklasstruktur seien. In einer späteren, 1904 erschienenen Abhandlung über das gleiche Thema, in welcher der genannte Autor noch weitere Ausführungen über eruptive Gneise gibt, so besonders über den Gneisgranit von Mulda und seine Apophysen in den dortigen „dichten Gneis“, präzierte er sodann seine Ansicht dahin, daß es sich bei dieser Dynamometamorphose um eine regionale, in großer Tiefe vor sich gegangene Zermalmung handele.

Im Text zu Sektion Fürstenwalde-Graupen (1904) verfocht ich, im Gegensatz zu BECK, die Auffassung, daß der

¹⁾ Compte rendu IX. Congrès géol. intern. Wien 1904.

²⁾ R. BECK: Über einige Eruptivgneise des sächs. Erzgebirges. Tscherma's min.-petr. Mitt. XX, 4, 1901 und XXIII, 3, 1904.

Fürstenwalder graue Gneis ein primär parallelstruiertes Eruptivgestein darstelle.

Von hervorragender Bedeutung für die genetische Auffassung der kristallinen Schiefer des Erzgebirges ist endlich das im Jahre 1903 erschienene Werk von R. LEPSIUS „Geologie von Deutschland und den angrenzenden Gebieten“. II. Teil. In seinen geistvollen Ausführungen über das Erzgebirge stellt LEPSIUS u. a. fest, daß „der größere Teil der erzgebirgischen Gneise aus Granitmaterial besteht, Granite, welche in der Tiefe der Erdkruste zwischen die Schichtfugen und parallel der Schichtung der ältesten Schiefer in das Schiefergebirge eingedrungen sind, vielfach sich mit Schiefermaterial sättigten und die Schiefer selbst in Glimmerschiefer, die Grauwacken in sog. „dichte Gneise“ durch ihre Hitze unter Druck und mittels überhitzter wäßriger Lösungen und Wasserdämpfe metamorph umgewandelt haben. Die Glimmerschiefer des Erzgebirges stellen den inneren, die Phyllite den äußeren Kontakthof der Gneislakkolithen dar. Die gerölleführenden Grauwacken-Glimmerschiefer von Obermittweida, Wiesenthal und a. O. zeigen eine große Ähnlichkeit mit den Weesensteiner Grauwacken, die devonisches oder Kulm-Alter besitzen; es würden sich daher nicht nur Schiefer, welche älter als Kambrium sind, sondern auch jüngere Schichtensysteme (bis zum Kulm) in den metamorphen Höfen der erzgebirgischen Gneis-Granitkuppeln befinden“.

Inwieweit ich mich diesen Anschauungen angeschlossen habe, geht aus der vorliegenden Arbeit hervor.

Inhaltsverzeichnis.

	Seite
Einleitung	308
 A. Die Lagerungsverhältnisse der erzgebirgischen Gneiskuppeln und der die Gneisformation um- rahmenden kristallinen Schiefer	309
I. Die Gneisformation	309
a) Die Freiburger Gneiskuppel und das Gneisareal von Dippoldiswalde, Frauenstein, Fürstenwalde	310
b) Die Umrahmung der Freiburger Gneiskuppel	311
c) Die Saydaer Kuppel	312
d) Die Reitzenhain-Katharinaberger und die Annaberg-Marien- berger Gneiskuppel	314
II. Die Glimmerschiefer- und Phyllitformation	318
 B. Die petrographischen und petrogenetischen Ver- hältnisse der Gneisformation	320
I. Die ältere Gneisformation (graue Gneise)	320
a) Der untere Horizont der grauen Gneise (Freiburger Biotit- gneis = <i>gnf</i>)	320
Dessen granitische Facies	321
Lager von Quarzit	322
Chemische Zusammensetzung	324
b) Der obere Horizont der grauen Gneise (Freiburger Biotit- gneis = <i>gn</i> und Annaberg-Marienberger Gneis)	325
Chemische Zusammensetzung	326
Intrusivlager von Augengneis	328
Schwarzenberger Gneisinsel	332
Flammengneis	332
II. Die jüngere Gneisformation (rote Gneise)	333
Die Gruppe der roten Gneise und deren Verbandsverhält- nisse und genetische Beziehungen untereinander	333
Grobflaserige Augen- und Granitgneise	334
Charakteristische Profile	336
Granulitähnlich struierte rote Gneise	341
Intrusivlager von rotem Gneis im östlichsten Erzgebirge	341
Chemische Zusammensetzung	342
Injektionsschlieren, aplitische Gänge	343
Gänge von rotem Gneis	343

C. Geologische Beziehungen und Altersverhältnisse zwischen den grauen und roten Gneisen	345
D. Sedimentäre Einschaltungen in der Gneisformation und deren Verbandsverhältnisse mit den Gneisen	347
Kristalline Grauwacken	347
Granatglimmerfels	348
Kalklager, Konglomerate	349
Verbandsverhältnisse	350
Profil von Boden	350
Kontakt des „Metzdorfer Glimmertrapp“ mit Augengneis; Intrusionszone	351
Schollen von Hornfels im Augengneis	353
Grauwackenscholle von Riesenburg-Ossegg	355
E. Die geologische Stellung der in der Gneisformation eingeschalteten Sedimentmassen und die Kontaktwirkungen der Gneisformation	359
„Sedimentgneise“ und „Eruptivgneise“	359
Gneislakkolith und Schieferdach	360
Absorptionen	361
Kontaktmetamorphose der Schieferhülle	363
Gneisglimmerschiefer, Glimmerschiefer	363
Phyllite	364
Tonschiefer	365
Vergleich der Kontakthöfe der jüngeren erzgebirgischen Granitstöcke mit denen der Gneiskuppeln	365
Anhang: <i>Das mutmaßliche geologische Alter der erzgebirgischen Gneisformation</i>	366
F. Historischer Überblick über die Ansichten von der Genesis der erzgebirgischen Gneisformation seit C. F. NAUMANN	369

13. Über Eruptivgesteinsgänge im Vicentinischen.

Von Herrn LEONZIO MADDALENA in Schio (Vicenza).

Hierzu Tafel XXI und XXII.

Die gangförmig auftretenden Vicentinischen Eruptivgesteine lassen sich ihrem Alter nach in drei auch petrographisch unterscheidbare Gruppen teilen:

- a) vortriadische
- b) triadische
- c) tertiäre.

a) Die vortriadischen Gänge.

Die außerordentliche Verbreitung des Quarzphyllits im Vicentinischen ist bekannt. Derselbe wurde schon durch ARDUINI und MARASCHINI als Urgestein anerkannt und von STACHE, VACEK, GÜMBEL, SALOMON, MOJSISOVICS, FRECH, TARAMELLI und TORNQUIST als archaisch angesehen.

An vielen Orten des Leogra-Beckens und Recoaro-Gebiets werden diese Schiefer von Gängen durchsetzt, die meist horizontal verlaufen. Sie bestehen aus einem porphyrischen Gestein, welches in frischem Zustand von graugrüner, in verwittertem von bräunlichweißer Farbe ist. Häufig sieht man auf der Oberfläche zahlreiche Kalzitdrusen, welche sich bei zunehmender Verwitterung vermehren und vergrößern.

Das Korn der Ganggesteine ist meistens sehr fein; nur in den mächtigeren Gängen können Augit- und Olivin-Kristalle mit bloßem Auge unterschieden werden.

Um das Alter dieser Gesteine wurde viel gestritten. LEPSIUS¹⁾ unterschied zuerst verschiedene Eruptionsepochen im Vicentinischen und nahm an, daß einige Eruptivgesteine

¹⁾ Das westliche Süd-Tirol. Berlin 1878.

während der Ablagerung des Röt, andere während der Bildung der Halobien-Schichten und wieder andere in der Zeit der Raibler Schichten entstanden seien. Später nahm NEGRI, wie er bei Gelegenheit des Italienischen geologischen Kongresses zu Fabriano (1883) mitteilte, an, daß zwei Eruptionen stattgefunden hätten: die eine im Röt, die andere zur Zeit der Raibler Schichten. Später änderte er seine Ansicht, wesentlich durch BITTNERs¹⁾ Autorität veranlaßt, welcher alle Gänge und alle Eruptionsfacies im Vicentinischen auf die Zeit der Wengener Schichten bezog.

Eine einzige Eruptionsperiode nimmt auch TARAMELLI²⁾ an.

TORNQUIST³⁾ bemerkt, daß die Gänge ihrem Alter nach hauptsächlich in die Wengener Zeit gehören, daß aber auch deutliche Anzeichen vorhanden seien, daß schon vor dieser Epoche, zur Zeit der Ablagerung der Nodosen-Schichten, des Spitz-Kalkes, ja selbst der mit dem Trinodosus-Niveau äquivalenten Schichtenserie, eine eruptive Tätigkeit begann.

Ich habe die ganze Quarzphyllitgegend durchwandert und habe dabei mehr als dreißig Gänge, deren Mächtigkeit von einigen cm bis zu 6 m schwankt, beobachtet. — Zum größten Teil treten sie als Lagergänge auf und folgen der Schichtung des Quarzphyllits (Fig. 1). Die Bänke dieser Formation sind im allgemeinen ziemlich horizontal gelagert und sehr regelmäßig entwickelt; nur ganz lokal erscheinen kleine sekundäre Falten, und diesen sind die Gänge genau angepaßt. Dagegen sind die Grödener Schichten, die auf den Phylliten liegen, von der Faltung ganz verschont geblieben und folgen nur der Entwicklung der Antiklinale von Recoaro. Dieselben Grödener Schichten sind anderswo, unterhalb Cortiana und bei Casa Larche, gefaltet und verquetscht. Es scheint mir, daß diese Beobachtungen genügen, um die Ganggesteine für älter anzusprechen als die Grödener Schichten, sogar älter als die permische Faltungsepoche. Nach meiner Ansicht sind die Ganggesteine um die Zeit des mittleren Rotliegenden zur Eruption gelangt, als der größere Teil der Erdkruste durch die permische Eruptivtätigkeit umgestaltet wurde. Gegen Ende des Rotliegenden, vor der Ablagerung der Grödener Schichten, wurden die Quarzphyllitformation und die eingeschlossenen Eruptivgänge durch das permische Faltensystem zerdrückt und

¹⁾ Über die geologischen Aufnahmen im Triasgebiet von Recoaro. Verhändl. d. k. k. geol. Reichsanst. 88, Wien 1883, S. 563–634.

²⁾ Geologia delle Provincie Venete. Mem. R. Acc. Lincei (3) XIII. Roma 1883.

³⁾ Das Vicentinische Triasgebirge. Stuttgart 1901.

gestört und diese Grundmauer alter Gesteine unter den Meeresspiegel versenkt. Darüber legten sich dann die Grödener Sandsteine, die, wie GÜMBEL¹⁾ bewiesen hat, eine Zwischenstufe zwischen dem Rotliegenden und dem Zechstein darstellen, und die er „alpinen unteren Voltziensandstein“ nannte.

VON LASAULX²⁾ hat das Gestein eines Ganges, den er im Sterpatal, zwischen Valli dei Signori und Staro, beobachtete, als Gabbro bestimmt. Er beschreibt es als ein Gemenge von Diallag und triklinem Feldspat (Labrador), in dem er sehr dünne, schwarze, unregelmäßig angeordnete Nadeln fand. Anhäufungen eines graugrünen, am Rande durchsichtigen Minerals hielt er für Serpentin, der wohl aus Olivin entstanden ist³⁾.

V. FOULLON⁴⁾ nannte dasselbe Gestein Melaphyr. Er beschreibt eine Gesteinsprobe, die von BITTNER aus einem Gange im Quarzphyllit unterhalb der Kirche S. Sebastiano gesammelt worden war. Die Grundmasse besteht aus einer Glasbasis, in der triklinen Feldspate, Hornblendelamellen immer mit verhältnismäßig großer Auslöschungsschiefe, Augitkörner, größer als die Feldspate, Magnetitkristalle und spärliche Apatitsäulchen liegen.

LEPSIUS⁵⁾ beschreibt auch noch einige Gänge im Quarzphyllit bei Torbelvicino, deren Gesteine große Plagioklase und Augitkristalle als Einsprenglinge sowie viel unverwitterte Hornblende enthalten; die mikrokristalline Grundmasse löst sich zumeist in Plagioklas auf.

Es folge hier nun die Beschreibung einiger Handstücke dieser Gesteine, die ich von 13 verschiedenen Gängen gesammelt habe.

1. Lagergang am Ausgang des Mimosittales⁶⁾ im Niveau der Straße bei der ersten Brücke zwischen

¹⁾ Die pflanzenführenden Sandsteinschichten von Recoaro. Sitzber. d. kgl. bayer. Ak. d. Wiss. math.-phys. Kl. 1879, S. 33—85.

²⁾ Über die Eruptivgesteine des Vicentinischen. Abh. d. kgl. bayer. Akad. d. Wiss. II. Kl. XI, 1. Abt., S. 286—339.

³⁾ Chemische Analyse: a. a. O. Seite 335.

⁴⁾ Über Eruptivgesteine von Recoaro. Miner. und petrogr. Mitteil. von G. TSCHERMAK, N. F. 2, S. 449—488.

⁵⁾ a. a. O. Seite 1.

⁶⁾ Diesem in der topographischen Karte unbenannten Tälchen habe ich wegen des Auftretens zahlreicher Gänge des von mir Mimosit genannten Gesteins (vergl. unten Seite 386) den Namen Mimosit-Tal gegeben.

dem Dorfe Valli dei Signori und Staro gegenüber dem Hofe Grigio. — Mächtigkeit = 40 cm.

Das Gestein hat eine graugrünliche Farbe. In einer sehr feinkörnigen Masse ohne größere Einsprenglinge sind bis 1 mm große Eisenoxydflecken und mit Kalzit gefüllte Höhlungen zu bemerken.

U. d. M. sieht man eine hypokristallinporphyrische Struktur: die Bestandteile sind aber stark zersetzt. Bis 0,5 mm große Olivinkristalle sind von Eisenoxyd umgeben und teils in Kalzit, teils in Serpentin umgewandelt. Die kleineren Augite sind ganz zu Karbonaten verwittert und von Brauneisen umrandet. Die zahlreichen, mehr oder weniger zu Kaolin und Kalzit zersetzten Plagioklase lassen noch die Zwillingslamellierung erkennen. Das etwas seltener vorhandene Titaneisen kommt in kleinen Kristallen, immer in Leukoxen umgewandelt, vor. Die Zwischenräume zwischen den obengenannten Gemengteilen sind meistens von einer viriditischen Substanz erfüllt, die wahrscheinlich durch Zersetzung der Glasbasis entstanden ist. Amphibol ist nicht zu erkennen; man kann aber aus der Form einiger Pseudomorphosen von Brauneisen auf sein früheres Vorhandensein schließen.

2. Lagergang im Mimosittal, 15 m oberhalb des Ganges N. 1. Mächtigkeit = 1 m.

Das Gestein ist grauschwarz und glänzend, etwas grobkörniger als das vorige. Mit bloßem Auge sieht man bis 2 mm große Pyroxenkristalle, kleinere Olivinkörner und spärliche ziegelrote, bis 1 mm große Körnchen, wahrscheinlich Pseudomorphosen von Eisenoxyd nach Olivin.

Der Pyroxen ist ein Titanaugit. Die porphyrisch ausgeschiedenen idiomorphen Kristalle haben meistens kurz-, selten lang-prismatischen Habitus. Sie zeigen fast immer Zonaraufbau; der Pleochroismus ist selten deutlich; die Auslöschungsschiefe beträgt annähernd 40° ; Zwillinge nach $\infty P \infty \{100\}$ sind selten; zahlreiche Einschlüsse wie Magnetit, Apatit und Glasbasis sind gewöhnlich auf die Randzone beschränkt. Olivin-Kristalle und -Körner sind vollständig in Serpentin und andere grüne Substanzen, selten auch in Kalzit umgewandelt. — Die Feldspateinsprenglinge sind meist zersetzt; die wenigen frischen leistenförmigen Durchschnitte zeigen immer Zonarstruktur und stehen ihren optischen Eigenschaften nach zwischen Labrador und Andesin.

Die Grundmasse besteht aus Augitkörnern, Labradorleisten, Magnetit, der besonders an den Rändern der Augitkristalle

auftritt, Apatitsäulchen, Glasbasis als Zwischenklemmungsmasse und Amphibol. Die Auslöschungsschiefe übersteigt, wie viele Messungen ergaben, nie 12° . Dies, sowie die Farbe, der Pleochroismus und die Kristallform machen es wahrscheinlich, daß das Amphibolmineral zum Barkewikit gehört.

Eine große Menge farbloser, feinsten Nadelchen durchzieht unregelmäßig die Basis und die Feldspate der Grundmasse.

3. Lagergang im Mimosittal 20 m oberhalb des vorher unter 2 erwähnten. Mächtigkeit = 45 cm.

Dunkelgraues, mattes Gestein, etwas porös, in welchem als Einsprenglinge schöne bis 2 mm große Augitkristalle, kleinere Olivinkörner und Feldspatkristalle zu erkennen sind.

Augit ist hier nicht so vorwiegend als in vorigem Gestein; der Kristallhabitus ist derselbe; der Zonarbau tritt zurück, Pleochroismus ist nicht bemerkbar. Besonders reich ist dieses Gestein an Olivineinsprenglingen, die teils frisch, teils in Kalzit und in grünen Serpentin zersetzt sind, und auf deren Spaltrissen sich Eisenoxyd ausgeschieden hat. Plagioklas ist selten, er steht seiner Zusammensetzung nach zwischen Andesin und Labrador.

Die Grundmasse ist viel feinkörniger als jene in N. 2; sie enthält Augitkörnchen, Barkewikit, Plagioklas und Magnetit, alle in deutlichen Kristallen, eingebettet in eine glasige Intersertalmasse.

4. Lagergang im Mimosittal 30 m oberhalb des vorigen (Handstück vom Kontakt mit Quarzphyllit). Mächtigkeit = 70 cm.

Feinkörniges, hellgraues Gestein, das zahlreiche, bis 0,8 mm große, mit Kalzit gefüllte Höhlungen aufweist. Mit der Lupe sind keine Einsprenglinge bemerkbar.

U. d. M. erkennt man kleinere, in Kalzit umgewandelte Augitkristalle und größere serpentinisierte Olivine. Einige regelmäßig umgrenzte Anhäufungen von Magnetit sind als Olivin oder basaltische Hornblende zu deuten: für Olivin spricht mehr die Kristallform, für Hornblende der, wenn auch schwache, Pleochroismus, welchen das zwischen den Magnetitkörnchen manchmal in kleinen Partikeln hervortretende Mineral besitzt.

Die Grundmasse besteht aus Labrador, Barkewikit, Apatit und Magnetit-Kristallen; letztere meist in Skelettform. Die Zwischenräume sind teilweise von Orthoklas oder ungestreiftem Plagioklas erfüllt. Die spärlich vorhandene Glasbasis wandelt

sich oft in ein grünes Mineral um, das dem aus Olivin entstandenen Serpentin sehr ähnlich ist. Eine große Menge von Mikrolithen durchsetzt unregelmäßig die Basis und die Feldspate.

5. Lagergang im Mimosittal, 10 m oberhalb des Ganges 4 (Handstück von der Mitte des Ganges). Mächtigkeit = 1,80 m.

Hellgraues, feinkörniges Gestein mit unregelmäßig geformten kleinen Ausscheidungen und Mandeln von Kalzit.

U. d. M. zeigen sich die farbigen Elemente stark zersetzt, nur die Plagioklase sind ganz frisch. Die Struktur erscheint holokristallinisch, nur selten finden sich porphyrische Ausscheidungen. Die Kristalle der verschiedenen Mineralien sind drei- oder viermal größer als in den vorher beschriebenen Gesteinen, offenbar infolge der größeren Mächtigkeit des Ganges. — Die Plagioklasleisten gehören zum Labrador. Die Augite sind ganz zersetzt und haben ihre Kristallform mehr oder weniger verloren. Die Verwitterung beginnt mit der Ausscheidung schmutzig-weißer Flocken eines collyrit- oder cimolit-ähnlichen Minerals und führt schließlich zur Bildung bräunlichen, eisenhaltigen Kalzits, an dessen Rändern sich Magnetitkristalle anhäufen. — Olivinkristalle sind selten und ganz in Kalzit umgewandelt. — Ein schmutzig-grünes, viriditähnliches Mineral, das man hie und da in unregelmäßigen kleinen Anhäufungen wahrnimmt, ist wahrscheinlich als Verwitterungsprodukt einer Glasbasis anzusehen. — Die meisten Magnetitkristalle scheinen bei der Zersetzung des Augits entstanden zu sein. Hie und da kommen stark pleochroitische braune Biotitblättchen von unregelmäßiger Begrenzung vor.

6. Gang bei Recoaro an der ersten Brücke der Straße nach Valdagno. — Im Gegensatz zu den vorher beschriebenen steht dieser Gang vertikal. Mächtigkeit = 90 cm.

Hellgraues, erdiges, feinkörniges Gestein.

U. d. M. erweist er sich ganz zersetzt: die ursprünglichen Bestandteile sind im wesentlichen in Kalzit, Eisenerz und Kaolin umgewandelt. Man kann manchmal noch die Kristallform des Olivins, des Augits und besonders der Plagioklasleisten erkennen. Titaneisen ist ganz in Leukoxen umgewandelt. — Hie und da sind auch sekundär gebildete, stets von Kalzit umschlossene Quarzkörnchen vorhanden. Ein grünes, radialfaseriges, delessitähnliches Mineral erfüllt oft die Zwischenräume.

7. Lagergang an der Straße Schio-Recoaro, etwa 250 m südwestlich von dem oben unter 1 erwähnten Lagergang, zwischen dem Mimosittal und der Grigiobrücke. Mächtigkeit = 80 cm.

Dichtes, graues, feinkörniges Gestein. Hie und da sind bis 2 mm lange Höhlungen mit Kalzit erfüllt. Mit der Lupe sind viele Kalzitadern und kleine Eisenkieskristalle zu erkennen.

U. d. M. kann man nur Zersetzungsprodukte, Kalzit, kaolinähnliche Substanzen, Serpentin, Viridit und Eisenkies, erkennen. Die Plagioklase allein bewahren ihre Kristallform, viel seltener auch der Augit, der dann in ein delessitähnliches Mineral umgewandelt ist. Serpentin und erdige Substanzen, die wahrscheinlich von Olivin und Augit herrühren, sind unregelmäßig verteilt. Der Viridit rührt wahrscheinlich von der Umwandlung einer Glasbasis her. Sekundäre Quarzkörnchen sind zahlreich.

8. Gang an der Grigiobrücke zwischen Valli dei Signori und Staro (Tafel XXI, Fig. 2). Er steht unten vertikal und biegt weiter oben bis zu horizontaler Richtung um. Mächtigkeit = 2 m.

Von diesem Gang habe ich frische, halbfrische und ganz zersetzte Handstücke gesammelt.

An den frischen Stücken erkennt man in grauschwarzer Grundmasse mit der Lupe kleine Feldspate, Augitkristalle und größere Olivinkörner. Das zersetzte Gestein ist schmutzigweiß und zeigt 5 mm große gelbe Eisenoxydflecken; zahlreiche bis 15 mm lange Zeolith- und Kalzitdrüsen, die immer von Eisenoxyd eingefaßt sind.

U. d. M. besitzt das Gestein eine holokristallinporphyrische Struktur. Die Einsprenglinge werden ausschließlich von Plagioklasen gebildet, die eine Größe von 2 mm besitzen und nach ihrem optischen Verhalten zwischen Andesin und Labrador stehen. An der Zusammensetzung der Grundmasse beteiligen sich der gleiche Plagioklas und braunviolett gefärbter, schwach pleochroitischer Augit (Titanaugit) in etwa gleicher Menge; daneben kommt, aber nur selten, auch Orthoklas vor. Im frischen Gestein sieht man an den Rändern des Augits zahlreiche Kristalle von Magnetit und Titaneisen, die letzteren oft in Leukoxen umgewandelt. Bei der Zersetzung wandelt sich der Augit an den Rändern zunächst in eine schmutzigweiße cimolitähnliche Substanz um, er bewahrt aber dabei seine Kristallform; dieselbe zeigt er auch selbst

in dem Falle noch, wenn er, wie das bei den ganz zersetzten Gesteinsvarietäten der Fall ist, in Kalzit umgewandelt ist. Auffallenderweise ist der Feldspat auch in diesen ganz zersetzten Varietäten noch frisch. Olivin ist spärlicher als Feldspat und Augit und stets ganz zersetzt, auch im frischeren Gestein. Die Umwandlungsprodukte sind Karbonate und Limonit, nie Serpentin. Kleine Biotitschuppen treten häufig auf. In längeren Leisten erscheint Barkewikit, in vereinzelt sechseitigen Querschnitten Apatit. Glasbasis fehlt gänzlich. Außer den feinen, farblosen, unregelmäßigen Nadelchen, die schon in den anderen Gesteinen bemerkt worden sind, beobachtet man hier eine große Menge feinsten schwarzer Nadelchen, von denen immer mehrere, etwa 5—20, zu regelmäßigen Reihen zusammentreten (Taf. XXII, Fig. 1). Normalschnitte dieser Nadelchen sind selten bemerkbar, sie scheinen rechtwinklig zu sein; geneigte Schnitte zeigen Spindelform. In einem Schliff, der mit Essigsäure geätzt wurde, traten die Nadelchen noch besser hervor; wurde derselbe Schliff dann mit Fuchsin behandelt, so wurden sie nicht gefärbt und blieben auch sichtbar, wenn der Schliff mit Kanadabalsam bedeckt wurde. Bei Behandlung mit Salzsäure entstand Gallerte, die mit Fuchsin gefärbt werden konnte; wurde der Schliff mit Salzsäure länger behandelt und dann mit Kanadabalsam gedeckt, so verschwanden sie alle. Es war unmöglich, die Nadelchen zu isolieren und weiter zu untersuchen.

9. Zwei Gänge, 20 bzw. 30 cm mächtig, unterhalb Brunialti bei S. Giuliana (Recoaro).

Hellgraue bis schmutzigweiße, ganz verwitterte Gesteine. Die Verwitterungsprodukte sind Kalzit, Kaolin, Brauneisen und Leukoxen. Nur die Kristallform der Feldspate ist hier und da erkennbar, sonst sind die anderen Mineralien ohne ebenflächige Begrenzung.

10. Gang unterhalb Cortiana (Valli dei Signori). Mächtigkeit = 1 m.

Dieses Gestein ist von dunklerer Farbe als alle die oben erwähnten: es ist dunkelgrau, matt, hart und gleichmäßig feinkörnig.

U. d. M. sind nur spärliche Einsprenglinge zu entdecken: sie sind in Kalzit umgewandelt und rühren wahrscheinlich von Augit her. In der Grundmasse herrscht der Magnetit vor: Magnetitskelette durchziehen in großer Menge das Gesteinsgewebe; größere Kristalle von Magnetit sind selten. Plagioklas in kurzsäulenförmigen Kristallen wurde als Labrador

bestimmt. Augit tritt zumeist in kleinen Körnchen auf, welche zuweilen einen zonaren Bau besitzen. Die Kristalle von Olivin sind größer als die von Labrador und Augit und teils in Serpentin, teils in Karbonate umgewandelt. Etwas Glas als Mesostasis ist zu einem schmutzigrünen Mineral verwittert. Biotit kommt nur in kleinen Schuppen vor.

11. Der mächtigste Gang im Bereich des Quarzphyllitgebietes bei Mühle Malonga (Valli dei Signori). Mächtigkeit = 6 m.

In einer grauen, feinkörnigen Grundmasse liegen viele rosa gefärbte Feldspate von höchstens 3 mm Größe.

U. d. M. bemerkt man in der ganz zersetzten, fast isotropen Grundmasse eine deutliche Fluidalstruktur. Unter den Gemengteilen sind nur kleine Plagioklase und in Kalzit umgewandelte Augitkristalle zu unterscheiden; Eisenerz ist häufig. — Die Feldspateinsprenglinge sind vorwiegend Orthoklas, zum kleineren Teil auch Plagioklas (Labrador). Bei beiden beginnt die Zersetzung im Innern; sie liefert ein Aggregat von Kalkspatkörnchen und Kaolin. Auch Augit kommt als Einsprengling in geringer Menge vor; er ist fast durchweg in Kalzit umgewandelt.

12. Gang unterhalb Torrebelvicino durch das Leogra-Bett. Mächtigkeit = 2,50 m.

Graugrünes, feinkörniges, dichtes Gestein mit kleinen Feldspateinsprenglingen und Eisenoxidflecken.

U. d. M. kann man scharf begrenzte Einsprenglinge nicht mehr entdecken. Die Feldspate sind teils in Kaolin, teils in Muskovit umgewandelt, Augit in Karbonate oder in ein cimolitähnliches Mineral. Olivinkristalle sind nicht mehr erkennbar. Die Grundmasse besteht aus erdigen, grünen und braunen sekundären Substanzen. Sekundär sind auch die Muskovit- und Zeolith-Anhäufungen sowie die Quarzkörner, die sich hie und da finden. Das Eisenerz ist immer in Leukoxen umgewandelt, also ursprünglich Titaneisen. — Eisenoxidflecken rühren möglicherweise von Biotitschuppen her.

13. Gang unterhalb Staro in der Richtung nach der Virgiliana-Quelle. Mächtigkeit = 80 cm.

Das Gestein ist ein typischer Mandelstein. Die zahlreichen Höhlungen sind teils mit grün gefärbtem Kalzit, teils (seltener) mit Zeolithen erfüllt.

Die Grundmasse besteht aus Kristallen von Plagioklas, Augit und Magnetit in etwa gleicher Menge; Biotit und Barkevikit sind nur in kleineren Kristallen vorhanden. Auch

eine Mesostasis ist nachweisbar. — Der Plagioklas ist ein Labrador: die kurzleistenförmigen Kristalle sind aus wenigen schmalen Zwillingslamellen zusammengesetzt. — Der Augit, der an seiner Peripherie einen Saum von Magnetitkriställchen besitzt, zeigt die gewöhnliche Umwandlung in ein cimolit-ähnliches Mineral. — Magnetit-Körner und -Kristalle sind immer in Brauneisen umgewandelt; auch Leukoxen ist in sechseitigen Lamellen als Zersetzungsprodukt von Titaneisen häufig vorhanden. Olivin ist nicht deutlich zu erkennen, aber doch wohl im frischen Gestein vorhanden gewesen.

Alle die vorher besprochenen Gesteine sind geologisch und mineralogisch verwandt. Die Struktur ist gewöhnlich feinkörnig bis dicht: sind die Gänge mächtiger, so werden die Gesteine meist deutlich porphyrisch. — Mineralogisch sind sie dadurch charakterisiert, daß sie aus basischem Kalknatronfeldspat, Augit und Olivin bestehen. — Der Kalknatronfeldspat ist der Hauptgemengteil der Grundmasse; er kommt nur da, wo die Gänge mächtiger werden, als Einsprengling vor; Augit ist fast immer in zwei Generationen und Olivin nur als Einsprengling vorhanden. — Als Nebengemengteile finden sich reichliches Eisenerz, barkewikitische Hornblende und Apatit, nur selten Biotit. — In der Grundmasse ist fast immer eine farblose natronarme Glasbasis als Intersertalmasse vorhanden.

Es nähern sich also diese Gesteine sowohl den Lamprophyren wie den Melaphyren. Für erstere Bezeichnungsweise spricht der Umstand, daß sie nur in Gangform auftreten. Ich schlage daher vor, sie den Kamptoniten und Monchiquiten gleichzustellen und mit dem Namen „Mimosit“ zu belegen, der ihnen schon früher von MARASCHINI (1824), der sie zuerst untersuchte, gegeben worden ist.

Hervorzuheben ist noch, daß die Quarzphyllite im Kontakt mit den Mimositgängen durchaus nicht verändert erscheinen.

b) Die triadischen Gänge.

Diese Gesteine durchsetzen meist vertikal oder schwach geneigt, nur selten als Lagergänge, die Grödener Sandsteine, den Bellerophonkalk und die Werfener Schichten: außerdem kommen sie auch in Wengener Porphyriten und Tuffen vor. Sie überschreiten nie das untere Niveau des Hauptdolomits.

Ich halte diese Gesteine für die letzte Erscheinung der vulkanischen Tätigkeit in der Wengener Periode. Auf die großen porphyrischen Eruptionen folgten mehr basische Magmen, die wir in Form von schmalen Gängen im Bereich der oben genannten Gesteine antreffen. — An einigen Stellen gingen sie durch die ganze Sedimentärreihe hindurch und breiteten sich als Effusivdecken auf dem Meeresgrunde aus, wo zu gleicher Zeit die Bildung des Hauptdolomits begann. — Die triadischen Ganggesteine unterscheiden sich von den älteren, die im Quarzphyllit aufsetzen, sowohl durch das geologische Auftreten wie durch ihre Farbe, die immer dunkler ist.

LEPSIUS¹⁾ beschreibt zwei Gänge von Mikrodiabas, die auf diese Gesteinsreihe zurückzuführen sind. Der erste, im „Rotdolomit“ des Monte Enna bei Schio, enthält große Plagioklas- und Orthoklas-Kristalle, nur wenig Augit und Magnetit; der zweite, auch im Rotliegenden bei Casalenna (Torrebelvicino), besteht aus einer großen Menge von Plagioklasleisten, wenig Orthoklas, großen Augitkristallen, Hornblende, wenig Magnetit und Biotit. Merkwürdig ist, daß LEPSIUS keinen Olivin in diesen Gesteinen bemerkt hat, während in allen von mir gesammelten dieses Mineral so reichlich auftritt.

FOULLON²⁾ beschreibt in dem Kapitel über die Melaphyre hauptsächlich die Decken und Kuppen bildenden Gesteine, die auf das triadische Eruptivniveau zurückzuführen sind. — Auch zwei Gänge sind von ihm untersucht und mit den triadischen Melaphyren zusammengestellt worden: der eine setzt im Quarzphyllit auf und ist von mir als vortriadisch bestimmt worden, der andere befindet sich im Hauptdolomit; ihn betrachte ich als echten Basalt.

Gänge in den Grödener Schichten.

1. Gang unterhalb Forte Maso (Valli dei Signori).
Mächtigkeit = 2 m.

In einer sehr feinkörnigen, schwarzen Grundmasse liegen zahlreiche grüne, bis 3 mm große Kristalle und Körner von Augit. — An der Oberfläche sind sie in Limonit umgewandelt; ganz zersetzte Gesteinsvarietäten erhalten durch Verschwinden des Limonits eine poröse bis zellige Beschaffenheit. — Neben dem Augit treten als Einsprenglinge, aber nicht so häufig als dieser, bis 2 mm lange Feldspate auf; nur selten beobachtet man Olivin und Biotit.

¹⁾ a. a. O.

²⁾ a. a. O.

Die Augiteinsprenglinge zeigen eine beginnende Umwandlung in ein chloritisches Mineral; sie enthalten häufig Biotit und Glas als Einschlüsse. Manchmal sind zentrale Anhäufungen von Feldspatkörnern (wahrscheinlich Sanidin) und Augit zu erkennen. Olivin ist ganz in Karbonat umgewandelt; seine Spalten sind von Brauneisen erfüllt. Die Feldspate sind Glieder zwischen Andesin und Labrador, nur selten erscheint Orthoklas. Die größeren Plagioklase enthalten hellgrüne chloritische Einschlüsse und Eisenerzkörnchen. Die seltenen Biotitschuppen sind von Magnetitkristallen umgeben. Nur an zwei Stellen im Schliff sieht man basaltische Hornblende in randlich angeschmolzenen Kristallen. Die Grundmasse erweist sich reich an Labradorleisten und Magnetit; sie enthält ferner noch Augitkörnchen und etwas farblose Glasbasis.

2. Gang unterhalb der Virgiliana-Quelle bei Staro. Mächtigkeit = 1,80 m.

Das Gestein ist dunkelgrau, etwas grobkörnig und porphyrisch durch grünliche, gelbe und ziegelrote, bis 3 mm große Einsprenglinge, die wahrscheinlich Pseudomorphosen nach Olivin sind. Augit, zwar häufiger als Olivin, findet sich gewöhnlich nur in kleineren Kristallen von kurzprismatischem Habitus. Olivin ist im Schliff teils in scharfen Kristallen, teils in unregelmäßig begrenzten Körnern zu beobachten. Das Umwandlungsprodukt ist ein flockiges, schmutziggroßes bis bräunliches delessitähnliches Mineral, durchzogen von Adern von Eisenoxyd. Der frische Augit hat eine bräunliche, nur selten violette Farbe, zonaren Aufbau und oft eine schwammige Struktur, die durch eine große Menge von Einschlüssen (Glimmer, Olivin, Apatit und Glas) bewirkt wird. Zuweilen ist der Augit zersetzt; im Innern der Kristalle zeigt sich dann manchmal eine Umwandlung in ein chloritisches Aggregat. Magnetit-Kristalle sind besonders an den Rändern angehäuft.

In der Grundmasse herrschen die langprismatischen Augite der zweiten Generation; daneben sind Magnetit, Titan-eisen, zum Teil in Leukoxen umgewandelt, Biotitschuppen, Apatitsäulchen und farblose Glasbasis vorhanden.

3. Gang unterhalb Fuceneco bei Posina. Mächtigkeit = 2 m.

Er durchsetzt die hier fast horizontal gelagerten Grödener Schichten und besitzt bei einer Streichrichtung S 10 W. ein Einfallen von 65° NW.

Das Gestein ist stark zerklüftet; die Kluftflächen sind oft mit feinen Aragonitnadeln bedeckt.

Es ist dunkelgrau, porphyrisch und etwas dichter als das vorige. In der Grundmasse sind bis 4 mm große Augit- und Olivin-Kristalle eingesprengt.

Augit zeigt denselben Charakter wie in dem vorigen Gestein; mitunter erkennt man an ihm die bekannte Sanduhrzeichnung. Die frischen Olivinkristalle zeigen oft magmatische Resorption.

Die Grundmasse besteht aus Labrador (Ab. 44 — An. 56), Augit in Kristallen und Körnern, Barkewikit, Biotit, Magnetit und Glasbasis¹⁾.

Die Grödener Sandsteine nehmen im Kontakt mit den eben besprochenen Ganggesteinen auf etwa 1 m Entfernung vom Salband die Eigenschaften von Kalkphyllit an. Besonders deutlich ist die Neubildung von Muskovit, der sich zu dünnen zusammenhängenden Lagen anhäuft. U. d. M. sieht man in dem übrigen Gesteinsgewebe viel Kalzit, Feldspat, Quarz, Muskovit und Biotit, aber kein für eigentlichen Hornfels charakteristisches Mineral.

Gänge im Bellerophonkalk.

Ein 3 m mächtiger Gang durchsetzt den Bellerophonkalk in V. Pekele (Valli dei Signori).

Das Gestein ist hellgrau, etwas grobkörnig. Als porphyrische Ausscheidungen treten Augit, Olivin, bis 3 mm große Feldspate und Biotit auf.

U. d. M. zeigen sich alle diese Mineralien ganz zersetzt: der Augit ist in eine chloritische Substanz, manchmal mit Karbonaten an den Rändern, der Feldspat in Kalzit und Kaolin, der Olivin in Serpentin und oxydische Eisenerze umgewandelt. Die Grundmasse besteht aus Plagioklasleisten, Eisenerzkörnchen und einer in schmutzigbräunliche Substanz zersetzten Glasbasis.

Ein zweiter Gang, unterhalb Fuceneco im Posinagebiet, erscheint insofern unregelmäßig gestaltet, als sein

¹⁾ In der Grundmasse schien an einigen Stellen Nephelin vorhanden zu sein. In der Tat gelatiniert das Gestein mit Salzsäure, und es bilden sich in der Gallerte zahlreiche Chlornatriumwürfelchen. Aber bei der Behandlung des Dünnschliffes mit Salzsäure wurde das für Nephelin angesprochene Mineral nicht angegriffen, und Fuchsin hinterließ keine Färbung. Es muß also Orthoklas oder ungestreifter Plagioklas vorliegen, und der Natrongehalt der Gallerte ist auf die Basis zurückzuführen.

liegendes Salband ganz eben ausgebildet ist, während vom Hangenden sich zahlreiche Apophysen in den aufliegenden Bellerophonkalk fortsetzen. Seine Mächtigkeit schwankt zwischen einigen cm und 1 m. Das Gestein ist schwarz, dicht und enthält zahlreiche bis apfelgroße Olivinknollen.

U. d. M. sieht man eine feinkörnige, feldspatfreie Grundmasse, die aus Augit, Magnetit und Glasbasis besteht; in derselben sind spärlich frische Augit- und Olivin-Einsprenglinge vorhanden. Besonders interessant sind die Olivinknollen, die im Dünnschliff die verschiedenen Phasen der Serpentinisierung erkennen lassen.

Der Bellerophonkalk ist im Kontakt mit diesen Gängen in einen kristallinen Marmor, der schöne rote und graue Adern zeigt, umgewandelt. Sonst treten neugebildete Mineralien nicht hervor.

Gänge in den Werfener Schichten.

Drei Gänge in den Werfener Schichten zwischen Staro und Busellati oberhalb der Virgiliana-Quelle zeigen sämtlich den gleichen Gesteinshabitus.

Es sind grauschwarze, harte, frische Gesteine mit kleinen porphyrischen Ausscheidungen von Olivin und Augit in einer feinkörnigen Grundmasse. Der einzige makroskopische Unterschied besteht in den Farben der Zersetzungsprodukte des Olivins: sie sind grünlich bei dem ersten Gang, rot bei dem zweiten und gelb bei dem dritten.

1. Gang. Mächtigkeit = 1,50 m.

U. d. M. erkennt man bis 3 mm große Augite in der gewöhnlichen Ausbildung, außerdem noch viele kleine Olivine, teils frisch, teils serpentiniert. Die feldspatfreie Grundmasse besteht aus einer farblosen Glasbasis, in der Augitkörnern und kleine Magnetitkristalle vorherrschen; Biotit, Barkewikit und Apatit sind auch häufig vorhanden. Hier und da sind Höhlungen mit radialfaserigem Zeolith erfüllt. Besonders interessant ist ein Durchschnitt eines 6 mm großen Augitkristalles: im Innern desselben sieht man einige unregelmäßige bis 0,4 mm große Hornblendepartikel, welche die gleiche Orientierung zeigen wie der Augit (Taf. XXII, Fig. 2). Wahrscheinlich ist der frühere Hornblendekristall durch magmatische Resorption in Augit umgewandelt worden; merkwürdig ist dabei die Tatsache, daß der neugebildete Augit als vollständiger großer Kristall und nicht in kleinen Körnern auftritt.

2. Gang. Mächtigkeit = 1 m.

Dieses Gestein gleicht besonders dem feldspatfreien des ersten Ganges, aber der Olivin ist in gelbes Eisenhydroxyd und nie in Serpentin umgewandelt. Barkewikit fehlt gänzlich in der Grundmasse, während der Biotit eine größere Rolle spielt. Nur selten kommt als letztes Verfestigungsprodukt etwas Orthoklas oder ungestreifter Plagioklas vor. Interessant ist ein Olivinzwilling nach $P \propto \{011\}$, bei dem sich die beiden Individuen durchkreuzen, und ihre C-Achsen einen Winkel von 61° bilden.

3. Gang. Mächtigkeit = 1,40 m.

Gegenüber den soeben beschriebenen Gesteinen unterscheidet sich das vorliegende durch das Auftreten von Feldspat (Labrador). Nur selten kommt derselbe leistenförmig ausgebildet als Einsprengling vor. Dagegen spielt er in der Grundmasse eine wichtige Rolle. Auch ist die Grundmasse hier etwas reicher an Biotit und Glasbasis.

Die gelben Mergel der Werfener Schichten zeigen im Kontakt mit den genannten Gesteinen große dunkle Flecken, deren Natur nicht genau bestimmt werden konnte. Neubildungen von Mineralien wurden nicht aufgefunden.

Gänge in den Porphyriten.

1. Gang unterhalb Léparo im Posina-Gebiet. Mächtigkeit = 5 m.

Ein hartes, außerordentlich frisches, grauschwarzes Gestein erhält durch zahlreiche bis 6 mm große Augite ein porphyrisches Aussehen; außerdem sind noch kleine, gut spaltbare Feldspat-Individuen und schmutzigrüne Olivinkörner zu erkennen. U. d. M. erweisen sich die Augitkristalle als frisch, farblos, mit gelbgrünlichen Glaseinschlüssen; oft sieht man ziemlich große Körneraggregate; nur selten Zwillingsbildung nach $\infty P \propto \{100\}$. Die Plagioklase sind kleiner wie die Augite, recht frisch, zeigen Zwillingsstreifung und mitunter zonar angeordnete, ihrer Kleinheit wegen nicht näher bestimmbare Einschlüsse. Zwillinge nach dem Karlsbader und Manebacher Gesetze sind nicht selten; dem optischen Charakter nach stehen sie zwischen Labrador und Bytownit ($Ab_{25}-An_{75}$). Olivin bildet kleine Kristalle und Körner, welche bald in Serpentin, bald in Karbonat umgewandelt sind. Die Grundmasse ist ein hypokristallinisches Gemenge von Plagioklas,

Augit, Magnetit und Apatit; eine grünliche Glasbasis erfüllt die Zwischenräume. In einem der Schliffe ist eine ungefähr 0,8 qcm große Stelle zu bemerken, in welcher die farbigen Elemente fehlen. Dagegen finden sich viel Spinell und Sillimanitnadeln in die Feldspatleisten eingewachsen, und es ist viel Glas als Mesostasis vorhanden. Wahrscheinlich handelt es sich hier um das Umschmelzungsprodukt eines fremden Einschlusses.

Für die chemische Zusammensetzung des Gesteins fand ich folgende Werte:

Si O ₂	49,21
Ti O ₂	Spur
Al ₂ O ₃	19,81
Fe ₂ O ₃	6,59
Fe O	2,10
Mn O	Spur
Mg O	5,27
Ca O	11,32
Na ₂ O	2,54
K ₂ O	1,81
H ₂ O	1,11
	<hr/> 99,76

Interessant zu beobachten ist die große Ähnlichkeit zwischen der chemischen Zusammensetzung des vorliegenden Gesteins mit derjenigen der zwei tirolischen Melaphyre (einer von M^{te} Mulatto und einer von Mendola), die ROSENBUSCH¹⁾ anführt.

2. Gang zwischen Molisini und Collo im Posina-gebiet. Mächtigkeit = 2 m.

Dunkelgraues bis schwarzes Gestein, feinkörniger als alle bis jetzt beschriebenen, ohne makroskopisch erkennbare porphyrische Ausscheidungen.

Erst u. d. M. macht sich eine porphyrische Struktur bemerkbar, indem größere Feldspat-, Olivin- und Augitkristalle aus einer feinkörnigen Grundmasse hervortreten. Der Feldspat, welcher nur in einer Generation vorhanden ist, ließ sich an vielen Karlsbader Zwillingen als Labrador bestimmen; der gleichfalls nur in einer Generation auftretende Olivin erscheint in Kristallen von derselben Größe wie der Feldspat (bis 0,3 mm), welche immer in hellgrünen Serpentin umgewandelt sind. Augit kommt in 2 Generationen vor; der der ersten bildet kleine (bis 0,15 mm) Kristalle, die oft die sogenannte „Sanduhrform“ zeigen. Unregelmäßige Massen, die auf Orthoklas

¹⁾ Elemente der Gesteinslehre, S. 312.

oder einen ungestreiften Plagioklas zurückzuführen sind, treten nur selten auf.

In der Grundmasse herrscht der Augit in Körnern und Kriställchen vor. Daneben sind Barkewikit in sehr schmalen Säulen, Biotit, Apatit und Magnetit in einer farblosen natronarmen Glasbasis vorhanden. Die an verschiedenen Punkten des Ganges gesammelten Proben zeigen immer dieselbe petrographische Beschaffenheit.

3. Gang unterhalb des Hofes Mojentale im Posinagebiet. Mächtigkeit = 2 m.

Das Gestein hat die Farbe und das feinkörnige Aussehen des vorigen, nur hier und da sind spärliche bis 2 cm große Augit- und Olivin-Einsprenglinge zu erkennen.

U. d. M. herrscht der Augit in zwei Generationen vor. Die größeren Kristalle (0,5 mm) sind fast farblos mit einem Stich ins Rötliche und fast einschlußfrei. Der sehr reichliche Olivin bildet Kristalle, die zwischen der Größe der Augite und derjenigen der Grundmassenelemente schwanken: er ist fast immer in grünen Serpentin, nur selten in Karbonat umgewandelt.

Die Grundmasse besteht aus Augitkörnern, spärlichen Labradorleisten, Magnetit und einer an Apatit- und Augit-Mikrolithen außerordentlich reichen Glasbasis. Einige Hohlräume sind mit Quarz und Kalzit gefüllt.

4. An demselben Ort, in dem Tal unterhalb Mojentale, tritt ein interessantes Gestein in Form eines 20 m mächtigen Ganges zutage. Im Süden ist der Kontakt mit dem Porphyrit aufgeschlossen, im Norden ist es von mächtigen schwarzen Tuffen bedeckt. Zum größten Teil ist das Gestein in eine bald honiggelbe, bald rötliche plastische Masse umgewandelt, worin zahlreiche schwarze, bis 0,4 mm große Biotit-schuppen zu sehen sind. Das frische Gestein hat eine felsitische, schwarze Grundmasse, in der zahlreiche grünliche Feldspate und Glimmertafeln ausgeschieden sind. U. d. M. herrscht der Orthoklas vor: er ist frisch, wasserhell, meist in einfachen Kristallen, zuweilen in Karlsbaderzwillingen, oft zonar gebaut, selten reich an Einschlüssen (Zirkon). Plagioklas tritt in kleinerer Menge auf und zeigt ebenfalls oft Zonarbau; die Auslöschungsschiefe in den verschiedenen Zonen von innen nach außen schwankt zwischen 27° (Labrador) und 36° (Labrador-Bytownit). Glimmer ist verhältnismäßig reichlich vorhanden, stark pleochroitisch (gelblichbraun bis braunschwarz) und konnte als Lepidomelan bestimmt werden. Die Grund-

masse besteht aus einem schwach braun gefärbten Glas, in dem fluidal angeordnete, kleine Orthoklase, dünne Plagioklasleisten und Biotitlamellen liegen. Trotz der Verwitterung bleiben die Feldspat- und Glimmer-Einsprenglinge ganz frisch, nur die Glasbasis wird etwas trübe und weniger durchsichtig.

Nach meiner Analyse hat das Gestein einen SiO_2 -Gehalt von 71,85 % und ist also als Quarzporphyrpechstein ohne Quarzeinsprenglinge (= Felsophyr) zu betrachten.

5. Gang in dem Porphyrit von Fongara oberhalb La-Spaccata im Recoarogebiet. Mächtigkeit = 2 m.

Dunkelgraues, sehr feinkörniges Gestein, in dem mit der Lupe nur spärliche glasartige, grüne Olivinkörner zu bemerken sind. U. d. M. ist der Olivin in bis 0,5 mm großen Individuen das einzige porphyrisch auftretende Mineral; er bildet meist Körner, zeigt nur selten Kristallumrisse und ist immer in eine schmutziggrüne serpentinähnliche Substanz umgewandelt. Im übrigen besteht das Gestein aus einem hypokristallinen Gemenge, das in gleichem Verhältnis aus Augit, basaltischer Hornblende, Feldspat und Magnetit zusammengesetzt ist. Nur selten findet sich Apatit in schmalen Säulchen und noch seltener eine farblose Glasbasis. Der Feldspat ist meistens Labrador; auch ungestreifte Feldspatsubstanz tritt hie und da als Füllmasse auf. Der nur in einer Generation vorhandene Augit bildet lichtgelbe, fast farblose, selten violette Kristalle und Körner, oft zu Aggregaten vereinigt. Die stark pleochroitische Hornblende tritt nur selten in deutlichen Kristallen und Querschnitten, meist in unregelmäßigen Formen auf. Die Auslöschungsschiefen sind klein, als Maximum wurde 9° beobachtet.

6. Gang im Porphyrit oberhalb Forte Maso (Valli dei Signori). Mächtigkeit = 1,20 m.

In einer dunkelgrauen, feinkörnigen Grundmasse sind nur kleine, schwarze Augitkristalle (bis 0,5 mm Größe) zu erkennen. Nur ein einziges Mal wurde ein 8 mm großer hellfleischroter Feldspatkristall beobachtet, welcher sich nach der Orientierung der Hauptspaltfläche und nach der Reaktion mit Kieselflußsäure als Orthoklas erwies¹⁾.

U. d. M. sieht man neben Augit noch Olivin als Einsprengling: jener ist frisch, in großen Kristallen, die Glas und manchmal Hornblendeleisten als Einschlüsse enthalten. Mit-

¹⁾ Ganz ähnliche Feldspateinschlüsse wurden von BÜCKING in den dioritischen Lamprophyren von Geilbach bei Aschaffenburg beschrieben. BÜCKING: Der nordwestliche Spessart, Berlin 1892.

unter sind die Reste magmatisch resorbierter Individuen von einem geradlinig begrenzten neugebildeten Kristall umwachsen; die Farbe des letzteren ist etwas dunkler als die des ersteren. Olivin ist gewöhnlich in kleinen Körnern vorhanden, die in tiefgrünen Serpentin umgewandelt sind.

Die Grundmasse besteht aus einem Gemenge von Labradorleisten, Hornblendekörnern und Magnetit. Eine bräunliche Glasbasis tritt, unregelmäßig verteilt, mehr oder weniger reichlich auf. Zahlreiche, außerordentlich kleine Mikrolithe sind in den Feldspaten und in dem Glas vorhanden.

7. Gang im Porphyrit im Val Pekele oberhalb S. Antonio (Valli dei Signori). Mächtigkeit = 3 m.

In grauschwarzer dichter Grundmasse sind zahlreiche glänzende, bis 1 mm große Augitkristalle und spärlichere rote Pseudomorphosen nach Olivin mit bloßem Auge zu erkennen.

Der Augit ist zonar, titanhaltig, einschlussfrei, oft sanduhrförmig; hie und da begegnet man Zwillingen nach dem gewöhnlichen Gesetz. Olivin tritt in Körnern, öfters in Kristallen, die manchmal Einbuchtungen von Grundmasse zeigen, auf. Die Umwandlung ist vollständig; die Serpentin-schnüre bilden ein Netzgewebe, dessen Maschen mit Karbonataggregaten erfüllt sind. Außerordentlich viele, kleine Hornblendesäulchen bilden den Hauptgemengteil der Grundmasse; sie sind besonders reichlich an einzelnen glasreichen Stellen. Daneben sind Augitkörnchen, Labrador und Magnetit vorhanden. Eine apatitmikrolithenführende Glasbasis ist stellenweise ziemlich reichlich als Intersertalmasse und zeigt eine trübe, hellbraune Farbe.

8. Gang im Val Mercanti bei Torrebelvicino. Mächtigkeit = 4 m.

Von den zwei vorliegenden Gesteinsproben läßt die eine, inmitten des Ganges gesammelte Probe in einer grauschwarzen Grundmasse bis 3 mm große Augitkristalle, kleinere Feldspate und Olivine erkennen.

Der Feldspat, weitaus vorherrschend, ist sehr frisch und fast ausnahmslos gestreift. Ein zonarer Aufbau ist nicht selten wahrnehmbar; die Zusammensetzung schwankt nach der Auslöschungsschiefe zwischen Labrador und Bytownit (27—37° von innen nach außen). Eisenerze, Gasporen und grünliches Glas sind fast immer als Einschlüsse vorhanden. Augit erscheint wie gewöhnlich; manchmal sind Anhäufungen mehrerer Olivinkörner im Innern des Augits zu bemerken. Der meist

in Körnern, selten in ausgebildeten Kristallen auftretende Olivin ist fast ganz in Serpentin umgewandelt, mit der charakteristischen Maschenstruktur.

Die Grundmasse ist besonders reich an Plagioklas (Labrador); daneben treten auch Augitkörnchen, Magnetitkristalle, kleine Apatite und eine zum Teil farblose, zum Teil grünliche Glasbasis auf.

Die zweite Probe erscheint makroskopisch dichter und feinkörniger wie die erste. Dieses Gestein findet sich als Salband des großen Ganges und manchmal als Einschluß in dem oben beschriebenen.

In einer gleichförmigen, schwarzen Grundmasse liegen spärliche kleine Feldspate und Olivinkörnchen. Die Plagioklaslamellen gehören einem Glied zwischen Labrador- und Labrador-Bytownit an: sie sind meistens frisch, nur einige zeigen eine beginnende Umwandlung in Muscovit und Kaolin. Daneben stellt sich ein wenig Orthoklas ein. Die Olivine sind stets zu Serpentin verwittert. Augit als Einsprengling fehlt ganz. Die Grundmasse besteht aus in einer Glasbasis fluidal angeordneten Plagioklasleisten, Augitmikrolithen und Magnetit.

9. Gang im Porphyrit des Spronchetals (Valli dei Signori). Mächtigkeit = 3 m. Gesteinsprobe aus der Mitte des Ganges.

Dunkelgraues, etwas grobkörniges Gestein mit bis 3 mm großen Feldspat- und Augit-Einsprenglingen.

U. d. M. sieht man die Feldspate verhältnismäßig selten, und sie zeigen sich oft in beginnender zentraler Kaolinisierung begriffen. Karlsbader Zwillinge können nur ausnahmsweise konstatiert werden, polysynthetische Zwillingstreifung niemals, so daß man wohl mit Recht den Feldspat dem Orthoklas zurechnen kann. Der nur spärlich vorhandene, oft verzwilligte monokline Augit mit Grundmasseeinschlüssen ist farblos. Daneben tritt auch Hypersten in einzelnen prismatischen Kristallen, in Aggregaten und in sehr kleinen Körnern auf. Die Prismen zeigen einen deutlichen Pleochroismus: a = gelblichrot, e = hellgrün und sind gewöhnlich sehr frisch; nur selten ist eine beginnende Umwandlung in eine bastitähnliche faserige Substanz zu sehen. Kleine Biotitschuppen sind nur spärlich vorhanden. Die Grundmasse besteht vorwiegend aus Orthoklas; es treten aber auch Labradorleisten, Augitkörnchen und Magnetit auf. Zirkon kommt selten als Einschluß im Orthoklas vor. Dieses Gestein ist olivinfrei, auch eine Glasbasis fehlt gänzlich.

10. Gang in den Wengener Porphyriten und Tuffen in der Camprogrosso-Terrasse im Niveau des Hauptdolomites. Mächtigkeit = 60 cm.

Schwarzes, dichtes, feinkörniges Gestein, in dem nur bis 3 mm große Olivine als Einsprenglinge hervortreten.

U. d. M. zeigt sich der Olivin meistens in großen Körnern, teils frisch, teils serpentinisiert mit Maschenstruktur. Augit tritt selten in großen, hellbraunen, zonaren Kristallen auf, die häufig zentrale verästelte Grundmasseeinschlüsse enthalten.

Die Grundmasse enthält zahlreiche Augitsäulchen und Magneteisenkristalle, eingebettet in einer bräunlichen, durchsichtigen Glasbasis, aber keinen Feldspat. Als Grundmassegemengteil erscheint ferner, besonders an glasreichen Stellen, Barkewikit in kleinen braunen Säulchen; an denselben Stellen ist die Glasbasis mehr braun und enthält zahlreiche schwarze, feine, parallel orientierte Nadelchen, welche in unregelmäßig sich kreuzenden Reihen angeordnet sind.

11. Gang gleichen geologischen Vorkommens wie der vorige (in Wengener Tuffen) unterhalb des Hauptdolomits des Baffelan. Mächtigkeit = 2 m.

In einer grauschwarzen Grundmasse sind viele, bis 4 mm große Augite und kleinere Olivine als Einsprenglinge vorhanden.

Die großen scharfen Titanaugitkristalle haben immer einen zonaren Aufbau und sind außerordentlich einschlußreich (Magnetit, kleine Augite und besonders Hornblendekristalle). Olivin, nur selten in großen Kristallen vorhanden, ist meistens frisch und nur selten in Karbonate umgewandelt. — Hornblende ist reichlich vorhanden, oft mit Augit regellos verwachsen. Gestreifte Plagioklase erfüllen die Zwischenräume. Magnetit ist häufig in Kristallen und Körnern.

12. Gang im Wengener Porphyrit des Tretto bei Schio. Mächtigkeit = 2 m.

Das Gestein hat ein porphyrisches Aussehen: in einer mattschwarzen Grundmasse sind zahlreiche grüne, bis 3 mm große Olivinkörner, ebenso große seltenere Augitkristalle und viele kleine glänzende Plagioklastäfelchen ausgeschieden. —

U. d. M. zeigt sich der Olivin in gut ausgebildeten, immer serpentinisierten Kristallen. Der fast farblose Augit enthält Einschlüsse von Olivin und Feldspat, Zwillingbildung nach $\infty P \infty \{100\}$ ist häufig. Die Feldspate sind fast alle Labrador; Orthoklas ist nur selten vorhanden. Die sehr feinkörnige Grundmasse besteht aus basischem Plagioklas, Augit, farbloser Glasbasis und Magnetit.

eine nur wenige mm breite Zone, die aus einem weißen oder grünlichen Serpentin besteht. Nur einmal habe ich in dieser Zone, am Borcola-Pass, einige Bleiglanzkristalle gefunden.

Schließlich sei hier noch erwähnt, daß ich zwei Typen von Tiefengesteinen im Ober-Vicentin gefunden habe. — Ein unterhalb Mojentale (Posina) aufgefundenen Block von Gabbro scheint ein Einschluß im Melaphyr gewesen zu sein. — Das unterhalb Forte Maso (Valli dei Signori) zwischen Porphyriten beobachtete kleine Vorkommen eines granitischen Gesteines könnte als Apophyse eines unterirdischen Granitmassivs gedeutet werden. Ich werde erst nach einer vollständigeren geologischen Untersuchung diese Gesteine genauer beschreiben können, die bis jetzt noch nicht bekannt und untersucht worden sind¹⁾.

¹⁾ In den letzten Tagen gibt ARTINI in einer Mitteilung an Reale Istituto Lombardo di scienze e lettere [Un basalto nefelinico a Noseana di Recoaro-Rendiconti (2) 40, fasc. 9, 1907] die Beschreibung eines mineralogisch und chemisch von den von mir beschriebenen bedeutend abweichenden Gesteins, das er einem Gang im Quarzphyllit unterhalb Recoaro entnommen hat. In diesem Gestein herrscht Augit in zwei Generationen vor; reichlich treten frischer Nephelin und ein Mineral aus der Nosean-Hauyn-Sodalit-Reihe auf; außerdem sind noch Pseudomorphosen nach Olivin bemerkbar; untergeordnet sind Biotit, Apatit, Magnetit und Kalzit. Die Bausch-Analyse gibt einen SiO_2 -Gehalt von nur 37%.

Manuskript eingegangen am 2. Juli 1907]

14. Chemische Beziehungen einiger melilithhaltiger Basalte.

(Ein neuer Beitrag zur Petrographie des Basaltes vom Wartenberg bei Geisingen.)

Von Herrn E. BECKER in Heidelberg.

Gelegentlich der petrographischen Besprechung des Basaltes vom Wartenberg bei Geisingen¹⁾ wurden dessen stoffliche Eigenschaften von allgemeinen Gesichtspunkten aus behandelt.

Der Wunsch, jene Arbeit noch vor den Herbstferien 1906 in Druck zu bringen, und das damals noch nicht endgültig festgestellte Resultat der von Herrn Professor M. DITTRICH ausgeführten, aber dort inzwischen mitgeteilten Analyse bildeten die Veranlassung, eine erforderlich werdende nähere Besprechung einem eigenen Abschnitt vorzubehalten.

An Hand der fertiggestellten Analyse ergab sich für mich nicht so sehr die Notwendigkeit, auf die früheren Ausführungen ergänzend zurückzugreifen, als vielmehr den Wartenberg-Basalt bezüglich seiner chemischen Beschaffenheit in Vergleich mit bisher bekannt gewordenen Analysen anderer melilithführender Basalte zu bringen.

Diese Aufgabe drängte sich mir um so mehr auf, als ich zu meinen, im Gegensatz zu GRUBENMANN, auf Grund der mikroskopischen Befunde aufgestellten Behauptungen alles glaube beibringen zu müssen, was jene meine Auffassung zu widerlegen oder zu bestätigen geeignet sein möchte.

So waren mir von vornherein Zweifel an der Richtigkeit der GRUBENMANNSchen Analysen aufgestiegen, wie ich sie in der vorgängigen Arbeit dargelegt habe. Damals war ich aber auch in der angenehmen Lage, infolge Mitteilung des Herrn Professor GRUBENMANN meine Einwände durch sein schriftliches Anerkenntnis gestützt zu wissen.

¹⁾ Diese Zeitschr. 59, 1907, S. 247.

Inzwischen hatte ich die Ehre, seitens des genannten Forschers in persönlicher Aussprache jene früheren Mitteilungen erhärtet zu sehen.

Die auffallenden Daten für TiO_2 und Cr_2O_3 , welche die Analysen des Hegaus aufweisen, waren die Ausgangspunkte meines Zweifels.

Wie wir später an Hand der Zusammenstellung früherer, einwandfreier und neuerer, größtenteils durch die Autorität ihrer Analysatoren gesicherter Analysen sehen werden, finden die hohen Werte für genannte chemische Bestandteile keinerlei Bestätigung. Sind aber zwei solcher in einer Gesteinsanalyse unwahrscheinlich, so ergibt sich damit die Unhaltbarkeit sämtlicher Bestimmungen, welche die gleichen Werte enthalten.

Die bis heute uns vorliegenden Analysen melilithführender Basalte (besser gesagt „Nephelinbasalte“) erreichen nur eine sehr geringe Zahl, und nachdem wir nach zuvor Gesagtem von den Analysen des Hegau und Randen, einschließlich des Wartenbergs, soweit sie von GRUBENMANN veröffentlicht sind, absehen müssen, sind sie auf sieben zusammengeschmolzen. Tabelle A stellt dieselben zum Vergleich gegenüber (I—VII), während Tabelle B deren Molekularprocente übersehen läßt (Ia—VIIa).

Da letztere Zusammenstellung die Grundlage zu den Typenformeln im Sinne OSANNS bildet, so wurde in ihnen SiO_2 und TiO_2 zusammengezogen, sämtliches Eisen auf FeO berechnet. Die sich auf solche Weise ergebenden Typenformeln sind ebenfalls in Reihenfolge obiger Analysen geordnet (Tabelle C); Analyse VII ist die älteste über Hegau-Basalte, von G. GMELIN¹⁾ ausgeführt. Sie gewinnt für unsere Vergleichen deshalb besonders an Bedeutung, weil sie eine überraschende Übereinstimmung mit der neuesten vom Wartenberg sowohl als mit den übrigen 5 Gesteinen zeigt, obwohl zur Zeit ihrer Veröffentlichung (1832) der Melilith noch nicht als Gemengteil der Nephelinbasalte bekannt war.

Es ist das Verdienst der beiden Forscher JUST. ROTH und LASPEYRES (vgl. STELZNER: N. Jahrb. Min. 1882, I, S. 231), aus den hohen Kalkwerten einiger Nephelinbasalte, wie sie die GMELINSchen und andere Analysen aufwiesen, auf Anwesenheit von Melilith zu schließen, ohne aber denselben optisch nachgewiesen zu haben. Letzteres erfolgte durch STELZNER in seiner bekannten und wiederholt zitierten Arbeit. Wie wir

¹⁾ Vgl. C. v. LEONHARD: „Basaltgebilde“ 1832, I, S. 266.

derselben außerdem entnehmen können, beginnt das mikroskopische Studium des Melilithminerals im Jahre 1866 durch F. ZIRKEL.

Der Dreiecksort für die GMELINSche Analyse (VII) fällt mit denjenigen für I., III. und VI. zusammen. Aus ihrer Übereinstimmung mit der Bestimmung von M. DITTRICH ergibt sich, daß die Basalte des Hegau und des Wartenbergs einem und demselben Typus angehören dürften. Neuere Dünnschliffe von Basalten des „Randen“ lassen eine solche Ähnlichkeit mit meinen jüngst beschriebenen Präparaten vom Wartenberg erkennen, daß man unschwer berechtigt ist, vorauszusagen, erneut anzufertigende Analysen von Randenbasalten möchten derjenigen vom Wartenberg und der GMELINSchen vom Hegau entsprechen. Der einzige Unterschied, wie er auch in meiner früheren Arbeit bereits Erwähnung gefunden hat, liegt in der geringeren Menge des Perowskits im Wartenberg-Basalte gegenüber demjenigen der beiden anderen Gebiete.

Der höhere Gehalt an SiO_2 ($= 40,64\%$ b. GMELIN) kann einen Unterschied nicht bedeuten. Bei dem Stand der damaligen Wissenschaft ist die zweifellos auch im Gestein des Hohenhöwen anwesende Titansäure unbestimmt geblieben und teils mit der Kieselsäure, teils mit Eisen gewogen worden. Bringen wir eine den übrigen Analysen (I—VI) äquivalente Menge für TiO_2 in Anrechnung, so kommen wir für VII den dortigen Beträgen an SiO_2 nahe.

Betrachten wir die sieben Analysen auf ihre Basizität, so lassen sich I und II mit 34% SiO_2 einerseits und III bis VII mit 38% SiO_2 (im Mittel) andererseits zusammenfassen.

I und II sind nach STELZNER¹⁾ bzw. E. GAISER²⁾ reine Melilithbasalte mit spärlichem oder fehlendem Nephelin. Die reinen Melilithbasalte sind mithin die basischsten der melilithhaltigen Basalte. Mit zunehmendem Nephelin und abnehmendem Melilith wird das Gestein reicher an SiO_2 , im Mittel 38% , während der melilithfreie Nephelinbasalt selten weniger als 39% (im Mittel 40%)³⁾ aufzuweisen hat.

Die Kieselsäure-Werte sowohl wie die u. d. M. gefundenen Mengenverhältnisse von Melilith und Nephelin bestätigen meine frühere Auffassung, daß die Basalte des Hegau

¹⁾ N. Jahrb. Min. 1883, II. Beilage-Bd, S. 369 ff.

²⁾ Basalte und Basalttuffe der schwäbischen Alp. Jahrb. Ver. vaterl. Naturkd. Württemb., Stuttgart 1905.

³⁾ Mittel von 24 Analysen aus OSANNS Tabellen, II, 1905, S. 235—238.

und Randen der Gruppe der Melilith-Nephelinbasalte zuzuzählen sein dürften, welche ein Bindeglied bilden zwischen den eingangs der früheren Arbeit gegenübergestellten Polen einer Gesteinsreihe, nämlich: Melilithbasalte einer- und Nephelinbasalte andererseits. Einschränkend gegenüber meiner früheren Behauptung¹⁾ komme ich nunmehr zu dem Ergebnis, daß der melilithhaltige Basalt²⁾ des Wartenbergs in jene Gruppe der Melilith-Nephelinbasalte einzureihen sei.

Es wäre nun sehr erwünscht zu erforschen, ob gemäß der chemischen Verschiedenheit der Melilith-Nephelinbasalte ein fortlaufender Übergang zwischen oben genannten extremen Polen statthet.

So viel lassen die uns zum Vergleich vorliegenden Analysen bereits mit Sicherheit ersehen, daß der Kieselsäure-Gehalt mit der Zunahme des Meliliths abnimmt und demgemäß in den reinen Melilithbasalten sein Minimum erreicht.

Ich denke mir nun eine Feststellung in genanntem Sinn, darauf hinauslaufend, daß wir später vielleicht imstande sein dürften, zu unterscheiden:

1. Nephelinbasalte: spärlich oder kein Melilith.
2. Melilith-Nephelinbasalte: akzessorisch bis reichlich Melilith.
3. Nephelin-Melilithbasalte: reichlich bis akzessorisch Nephelin.
4. Melilithbasalte: spärlich bis kein Nephelin.

Ein vorläufiges Hindernis für eine solche Klassifikation liegt in der derzeitigen Unmöglichkeit, das Mengenverhältnis des Meliliths zu berechnen, da dessen genauere Zusammensetzung noch nicht feststeht. Dies trifft jedoch nur bei Individuen mit zwei isomorphen Molekeln zu, welche im Basalte des Wartenbergs (und auch des Randen) die überwiegende Mehrheit ausmachen. Einzelne Melilithe sind dagegen einheitlich und dann stets optisch negativ. Solch optischer Charakter kommt allein dem tonerdehaltigen Gehlenit-Molekel zu, für welches die chemische Formel allerdings bekannt ist. Da jedoch das optisch positive Molekel niemals allein auftritt, in diesem aber gerade die Unsicherheit der chemischen Formel für Melilith gelegen ist, so sind wir einer Berechnung noch keinen Schritt näher gekommen.

¹⁾ a. a. O. 269.

²⁾ Melilithfreier Basalt wurde vom Verfasser am Wartenberg festgestellt, a. a. O. 254 und 269.

Die Anwendung des Indikatrix-Verfahrens scheiterte in unserem Fall zunächst daran, daß die mir zu Gebote stehenden Mikroskope nicht hinreichend feine Millimetereinteilung führen; außerdem aber an dem Umstand, daß der Melilith infolge seiner außerordentlichen Frische die sonst so charakteristischen Merkmale vermissen läßt¹⁾. Seine Messungen würden daher wohl kaum sichere Resultate erwarten lassen.

Ein anderer Weg wäre derjenige der photographischen Vergrößerung des Dünnschliffs, womit eine Messung wohl durchführbar sein könnte. Aber der Versuch, gerade die relativen Mengen von Nephelin und Melilith auf solche Weise festzustellen, würde die gleichen ungenauen Ergebnisse zeitigen.

Das Indikatrix-Verfahren dürfte meines Erachtens nur an solchen Präparaten durchführbar sein, in welchen der Melilith infolge einer weit vorgeschrittenen Umwandlung²⁾ bereits deutlich die charakteristische Pflöckstruktur und Gelbfärbung erkennen läßt (z. B. beim Basalt vom Hochbohl), und bei nicht zu feinem Korn. Auch ist letzteres Mittel wohl dann mit Erfolg anwendbar, wenn es sich um das Mengenverhältnis der farblosen Gemengteile zu den farbigen handelt. Da es mir aber hier darauf ankam, gerade den Melilith annähernd quantitativ zu bestimmen, so blieb mir allein noch das Mittel der mechanischen Trennung. Aber auch hierbei traten nicht unerhebliche Schwierigkeiten in den Weg.

Bei Anwendung der üblichen schweren Flüssigkeiten besteht die Voraussetzung, daß das Korn des Gesteinspulvers nicht zu fein sei. Im allgemeinen kann man die Pulverisierung als zweckentsprechend annehmen, wenn ihr Korn der Minimal-Korngröße des Gesteins entspricht. Bleibt das Pulverkorn zu grob, so wird eine ungenügende Trennung der einzelnen Gemengteile zu erwarten sein. Ist das Korn zu fein, dann wird selbst in leichtbeweglichen Flüssigkeiten ein Zusammenballen erfolgen.

Nun besteht aber bei dem sehr feinen Korn der Grund-

¹⁾ In der vorhergehenden Arbeit (S. 247) habe ich betont, daß der Melilith meist zwischen den Augitindividuen eingeklemmt liege, wodurch sein sonstiges Kriterium der Lichtbrechung zur Identifizierung nicht in Erscheinung tritt. Den Vergleich mit dem schwächer lichtbrechenden Nephelin läßt er nur untergeordnet zu.

²⁾ Es sei daran erinnert, daß ich nicht die Pflöckstruktur selber, wohl aber ihre Sichtbarkeit als ein Ergebnis der Umwandlung aufzufassen geneigt bin, a. a. O. S. 249.

masse des Wartenberg-Basaltes die Mißlichkeit, daß die Pulverisierung in der Achatschale ein Korn von der gleichen Feinheit wie die Grundmassegemengteile liefert. Dadurch wird aber auch der Möglichkeit einer mechanischen Trennung erheblich Abbruch getan.

Solche Erwägungen führten mich zu einem Versuch, der gegen Erwarten günstige Resultate brachte.

Das Gesteinspulver (5,58 g) wurde in Wasser eingetragen, gründlich umgerührt und 24 Stunden absitzen gelassen.

Der Boden des hohen Becherglases war von einer schwärzlichgrauen Schicht bedeckt, auf die eine weiße Lage folgte; über letzterer befand sich ein feiner aschgrauer Niederschlag. Die überstehende Flüssigkeit war milchig, getrübt durch die leichteren Gemengteile, welche sich dauernd schwebend erhielten. Nach wiederholtem Umrühren und Absitzenlassen wurde die überstehende milchige Flüssigkeit vorsichtig abgegossen und der schwere am Boden sitzende Niederschlag durch Dekantation ausgewaschen. Auf solche Weise gelang es zunächst, die schweren dunklen Gemengteile (Erze, Augit, Olivin, Apatit und Perowskit) von den hellen (Melilith und Nephelin) zu trennen.

Nach dem Trocknen der beiden Rückstände unterschied sich das Pulver des schwereren Teils durch dunklere Farbe von demjenigen des leichteren.

Da der Verdacht nahe lag, daß der Apatit vielleicht teilweise oder ganz in das helle Pulver übergegangen sein könne, wurde eine Prüfung auf P_2O_5 in letzterem vorgenommen, die eine völlige Abwesenheit jenes chemischen Bestandteiles lieferte.

Die Kieselsäure-Bestimmung aus dem hellen Pulverteil ergab 41 %, d. i. auf die gesamte Gesteinsmenge berechnet 4,16 %. Nach den in HINTZES Mineralogie (1897) aufgeführten Tabellen ergibt sich für Melilith + Nephelin (100 %) ein mittlerer SiO_2 -Gehalt von 42,5 %, womit erwiesen sein dürfte, daß der helle Teil des Gesteinspulvers wesentlich aus jenen beiden Mineralien besteht.

Um sicher zu sein, daß die vorerwähnten Resultate zu Recht bestehen, wurde in dem dunklen Teil $P_2O_5 = 0,53\%$ bestimmt, ein Wert, der demjenigen in der DITTRICH'schen Bauschanalyse (VI) fast gleichkommt. Zur Kontrolle wurde auch hier $SiO_2 = 36,64\%$ bestimmt. Das gibt mit dem SiO_2 -Gehalt des hellen Teiles $= 40,80\%$. Bringen wir die von mir nicht bestimmte Titansäure in Anrechnung, so resul-

tiert ein angenäherter SiO_2 -Wert, wie er von DITTRICH festgestellt wurde¹⁾.

Der helle Teil des Gesteinspulvers, welcher also nur Melilith und Nephelin enthalten konnte, wurde der Trennung mittels Bromoform vom spez. Gew. = 2,70 unterworfen.

Bei der außerordentlichen Feinheit jenes Pulvers lag jedoch das Bedenken vor, ob die Neigung, sich bereits in trockenem Zustande zusammenzuballen, nicht einer Trennung hinderlich sei.

Zur Isolierung des Meliliths wurde der von LASPEYRES angegebene Apparat benutzt. Nach 24stündigem ruhigen Stehen, nach langem kräftigen Umschütteln, zeigte die Flüssigkeit des unteren Behälters eine bräunliche Trübung.

Da die Lichtbrechung des Bromoforms diejenige des Meliliths übertrifft, so bleibt letzterer unsichtbar. Nach Schließen des Hahnes wurde jene getrübe Flüssigkeit durch ein kleines Filter gegossen und nach Zusatz von etwas Äther (überhaupt wurde dieser zur Verdünnung benutzt) wieder in den Scheideapparat gegeben. Dieses Verfahren wurde so lange wiederholt, bis die Flüssigkeit des unteren Behälters völlig klar blieb.

Der Rückstand wurde nun mit dem Filter verascht und gewogen. Er betrug 1,796 % des Gesamtgesteins.

Eine Probe desselben wurde auf einem Objektträger in einen Wassertropfen eingetragen und mit dem Deckgläschen gut verrieben. Außer Melilith fanden sich schwach lichtbrechende Kriställchen, welche nur als Kieselsäure aus dem veraschten Filter angesprochen werden können.

Einige wenige Nephelinindividuen waren vorhanden, wodurch dargetan wird, daß eine absolute Scheidung beider Mineralien infolge des sehr feinen Pulverkornes kaum durchführbar sein dürfte.

Dennoch können wir ohne Bedenken den Melilithgehalt zu 1,5 bis 1,75 % festgestellt erachten.

Es ist dies eine Menge, wie sie vollkommen dem Augenschein u. d. M. entspricht.

Ich befinde mich in der angenehmen Lage, mein Resultat gestützt zu wissen durch das Einverständnis meines hochverehrten Chefs, Herrn Geheimrat ROSENBUSCH, welcher nach den Erscheinungen im Dünnschliff 2 % als Maximalgehalt an Melilith zu erwarten stets geneigt war.

¹⁾ Analyse VI gibt 2,96 TiO_2 an; das macht auf SiO_2 umgerechnet = 2,22. $40,80 - 2,22 = 38,58\%$ gegenüber 38,06 bei DITTRICH.

Läßt die Perowskitmenge einen Schluß auf die Mengenverhältnisse des Meliliths zu, was jedoch noch keineswegs irgendwie erwiesen ist, so dürften wir nach früher Gesagtem für die Gesteine des Hegau-Randen den Melilithgehalt etwas höher annehmen¹⁾.

Der bei der ersten Trennung mittels Wassers abgeschiedene dunkle Teil des Gesteinspulvers betrug 91,44 % der anfänglichen Versuchsmenge = 5,58 g.

Das helle Pulver machte 8,23 % des Gesteins aus, in dem nunmehr 1,75 (im Maximum) als Melilith sich ergeben hat.

Mithin stellt sich die prozentuale Zusammensetzung des Wartenberg-Basaltes folgendermaßen:

Erze + Augit + Olivin + Perowskit	
+ Chromit + Apatit	= 91,44 %
Nephelin	= ca 6,48 %
Melilith	= - 1,75 %
Summa	= ca 99,67 %

Mengenverhältnisse der Gesteinskomponenten und chemische Konstitution haben nichts miteinander gemein, und keines von beiden läßt einen direkten Schluß auf das andere zu. Fallen auch gemäß der chemischen Berechnung die Orte für die sieben Analysen zu je zwei Gruppen in je einen Ort der Dreiecksprojektion zusammen, so können die Mengenverhältnisse dennoch ganz verschiedene sein. Letzteres Verhältnis wäre jedoch meines Erachtens der alleinige Ausgangspunkt, um in unserer Gesteinsreihe der Melilith-Nephelinbasalte Untergruppen, in dem Sinne der oben gegebenen Reihenfolge, zu bilden.

E. GAISER kommt bei seinen Untersuchungen über Basalte der schwäbischen Alp zu dem Ergebnis, daß jene „nephelin“-haltigen Basalte sich dem Hochbohl-Typus der reinen Melilithbasalte anlehnen, und nennt sie Nephelin-Melilithbasalte. Diese Feststellungen würden dem Bestehen einer Untergruppe 2 in meinem Sinne eine willkommene Bestätigung sein, wenn wirklich der Melilith an Menge den Nephelin übertrifft. U. d. M. ist aber die Beurteilung der Mengen der einzelnen Gesteinskomponenten nur zu leicht einer „optischen“ Täuschung unterworfen²⁾, solange nicht ein auffälliger Gegensatz be-

¹⁾ Die auffallende Tatsache, daß die Menge des Perowskits in den reinen Melilithbasalten eine weit größere ist als bei denen des Hegau-Randen, gibt der Vermutung Raum, daß zwischen Melilith und Perowskit eine nahe quantitative Beziehung bestehen möchte.

²⁾ Vgl. FRED. P. PAUL: TSCHERM. Min. u. Petr. Mitt. XXV, 4. H., S 45.

steht¹⁾, und eine chemische Berechnung ist, wie gesagt, für den Melilith ausgeschlossen. Allein das Indikatrix-Verfahren oder das von mir angewendete, ist im stande, die optische Beobachtung zu bestätigen bzw. zu widerlegen.

Auch die Feststellung der Mengenverhältnisse an einzelnen Dünnschliffen gibt nicht Stützpunkte genug, um die Aufstellung von Gesteinsgruppen zu rechtfertigen. Erst solche durch ihre Übereinstimmung überzeugende Untersuchungen einer großen Anzahl melilithhaltiger Basalte wären geeignet, in der von mir angegebenen Richtung befriedigenden Aufschluß zu geben.

Solange also die zu erhoffenden und der Zukunft vorzubehaltenden Bedingungen nicht erfüllt sein werden, bestehen für mich nur drei Gruppen:

1. Nephelinbasalte,
2. Melilith-Nephelinbasalte,
3. Melilithbasalte.

Bezüglich Punkt 2 würde für solche Basalte, bei denen das Überwiegen des Nephelins gegenüber dem Melilith festgestellt sein wird, der hier angeführte Namen, und für solche, bei denen ein umgekehrtes Verhältnis Platz greift, Nephelin-Melilithbasalte anzuwenden sein. Hiermit würde ausgedrückt werden, daß erstere Art den Nephelinbasalten und letztere den normalen Melilithbasalten sich anlehnen.

So sehr es auch ratsam erscheint, vorläufig eine abwartende Haltung gegenüber einer Klassifizierung einzunehmen, so scheint aus den bisherigen Untersuchungen der schwäbischen Basalte einerseits und der Hegau-Randen-Basalte andererseits dennoch so viel hervorzugehen, daß wir heute bei ersteren ein Überwiegen des Meliliths als wahrscheinlich, bei letzteren des Nephelins als erwiesen ansehen dürfen. Es eröffnet sich somit die Aussicht, daß es auch melilithhaltiges Basaltgestein geben möchte, an dem das Verhältnis beider Gemengteile, nahezu 1:1, sich feststellen lassen dürfte. Damit wäre aber eine Grenze²⁾ geschaffen zwischen den Nephelin- und Melilithbasalten.

Zurückgreifend auf die Besprechung der geographischen Beziehungen zwischen den drei bzw. vier Gesteinsarten in der letzten Arbeit würde ich in meiner dort vertretenen Mutmaßung bestärkt werden, daß die Basalte des Hegau und Randen den Nephelinbasalten des Schwarzwaldes, Kaiserstuhls usw., die

¹⁾ Je näher das Verhältnis zwischen Melilith und Nephelin an 1:1 heranreicht, desto unzuverlässiger wird die Schätzung u. d. M.

²⁾ „Grenze“ natürlich nur im Dienste einer Systematik; die Natur kennt eine solche bezüglich der Behandlung des Stoffes nicht, wohl aber in Hinsicht auf die geographische Verteilung ihrer Produkte.

von GAISER besprochenen Nephelin-Melilithbasalte der schwäbischen Alp den normalen Melilithbasalten vom Hochbohl, Bülle und Böhmens sich anschließen möchten und nicht nur geographisch, sondern auch genetisch.

Der Basalt des Hohenberg bei Bühne (V), der von früheren Autoren als „melilithführend“ unter den Nephelinbasalten aufgeführt sich findet, reiht sich gemäß den Tabellen in unsere Gesteinsgruppe Nr 2, S. 409, ein.

Berechnen wir uns aus den Molekularprozenten unserer Analysen die Kerne im Sinne ROSENBUSCHS, so ergeben sich als ein gemeinsames Charakteristikum sehr hohe Werte für $R_2^{II}Si$ und das Fehlen oder ganz minimale Auftreten eines RSi -Kernes.

Bei allen Gesteinen, abgesehen von I mit fehlendem Kali, besteht das Verhältnis $Na_2O : K_2O = 2 : 1$ bis $3 : 1$. Da der Nephelin die Alkalien in solchen Verhältnissen zu führen imstande ist, dürfen wir die Hauptmenge an Kali jenem Gemengteil zusprechen. Ein kleiner Teil muß dem Melilith zugewiesen werden, der nach den bisherigen Spezialanalysen¹⁾ stets geringe Beträge jenes Bestandteils führt.

Auffallen könnten die hohen Werte für H_2O , und die nachgewiesenen Mengen an CO_2 in I und V könnten auf nicht ganz frisches Gestein schließen lassen. Daß aber der Wassergehalt nicht auf Verwitterungserscheinungen zurückgeführt werden könne, erhellt aus der Tatsache, daß gerade bei den Gesteinen ohne oder mit Spuren von CO_2 der Wassergehalt am größten ist. Wäre bei den Analysen I²⁾ und V eine Verwitterung entsprechend den nachgewiesenen Mengen an CO_2 anzunehmen und daraus eine event. Wegführung von SiO_2 abzuleiten, so wäre es unverständlich, warum die leichter auslaugbaren Bestandteile MgO und Na_2O intakt geblieben sein sollten.

Es verdient jene Frage hier deshalb Beachtung, weil für die Berechnung der Typenformeln frisches Gesteinsmaterial als Voraussetzung bestehen muß. Der geringe Gehalt an SiO_2 in der Analyse des Gesteins vom Hochbohl mit 34%, muß als primär angesehen werden, zumal bei derjenigen von Grabenstetten (II) mit 4% Wasser und nur Spuren von CO_2 derselbe Wert besteht.

Etwa vorhandene Glasbasis müßte bei solchen Wasserbeträgen so reichlich vorhanden sein, daß sie im Dünnschliff nicht übersehen werden könnte. Glasbasis ist aber nach

¹⁾ HINTZES Mineralogie 1897, S. 1588.

²⁾ STELZNER (a. a. O.) betont ausdrücklich die „Frische“ des zur Analyse von MEYER verwendeten Gesteins.

früheren und meinen neusten Feststellungen gar nicht oder ganz verschwindend vorhanden. Also auch letztere Möglichkeit muß in unserem Fall gänzlich ausgeschaltet werden.

Es bleibt somit nur noch übrig, Zeolithbildungen für die Wasserbeträge verantwortlich zu machen.

Jene wasserreichen Silikate sind makro- und mikroskopisch von früheren Autoren sowie vom Verfasser festgestellt worden, trotz der schon wiederholt betonten außerordentlichen Frische der neusten Handstücke und Präparate. An früherer Stelle¹⁾ erwähnte ich, die Zeolithbildung könne nicht als Gradmesser für den Verwitterungszustand gelten. Es fragt sich jedoch, wie weit man den Begriff „Verwitterung“ zu fassen geneigt ist. Meines Erachtens ist mit jenem Begriff stets der Gedanke verbunden, daß ein Gestein durch die von außen einwirkenden Atmosphärrilien in seiner Struktur, mineralogisch und stofflich, verändert werde. Das Endziel jenes Vorganges ist, nach völliger Zerlegung des Mineralgemenges in seine Komponenten, die chemische Auflösung der letzteren.

Während jenes Phänomen der eigentlichen Verwitterung seinen Weg von der Oberfläche nach innen nimmt, müssen wir davon jenen Vorgang unterscheiden, bei dem das auf Kapillarklüftchen zirkulierende Wasser, als chemisches Lösungsmittel, von jenen Wegen aus — aber auch nur in deren nächsten Umgebung — Zerstörung und Neubildungen zu bewirken imstande ist. Diesen Akt einer „Zersetzung“ dürfen wir nicht als identisch ansehen mit „Verwitterung“. — Letztere schließt stets auch Zersetzung in sich; aber eine Umkehrung gestattet dieser Satz wohl nicht.

Die Zersetzung, die stets einer mineralischen Neubildung vorausgehen muß, kann in dem kompaktesten Gestein vor sich gehen, und zwar lokal an den erwähnten und stets vorhandenen Kapillarspältchen, ohne daß das Gestein selbst in seiner Masse durch Atmosphärrilien angegriffen sein müßte.

Der wesentlichste Gegensatz jener beiden gegenübergestellten Begriffe liegt meines Erachtens in folgendem:

Hat die Verwitterung einmal ein Gestein erfaßt, und zwar auf seiner Oberfläche, so ist der Untergang desselben besiegelt.

Hat dagegen die „Zersetzung“ in dem Spaltengewebe des Gesteins Neubildungen (wie Zeolithe) geschaffen, so kann das Gestein in seinem primären Gefüge so lange erhalten bleiben, bis auch die Atmosphärrilien von außen her ihr Zerstörungswerk beginnen.

¹⁾ Diese Zeitschr. 59, 1907, S. 266 Anmerkung.

Ich möchte sogar so weit gehen, daß die Zeolithbildungen das Gestein widerstandsfähiger gegen die Witterungseinflüsse machen dürften. Denn auffallend muß es sein, daß die Basalte des Wartenbergs ihre große Frische bewahrt haben, obwohl sie seit Jahrhunderten der Verwitterung preisgegeben sind mit Ausnahme des Abhangsschuttes am SO-Hange.

E. GAISER legt dem von ihm beschriebenen und analysierten Basalt von Grabenstetten den Namen „Nosean-Melilithbasalt“ zu. Er folgert die Anwesenheit des Noseans aus der Schwefelsäure (SO_2) und dem anormal hohen Wert für Na_2O , bleibt uns aber den Beweis schuldig, daß es sich wirklich um „Nosean“ handele.

Die Annahme, daß jene chemischen Verhältnisse auch auf Hauyn schließen lassen, hat ebensoviel Berechtigung, zumal die Erfahrung lehrt, daß letzterer weit häufiger in Nephelinbasalten auftritt als sein Doppelgänger¹⁾. Bis heute sind wir nicht in der Lage, allein auf optischem Wege beide Mineralien sicher zu unterscheiden. Solange daher nicht mittels der mikrochemischen Reaktionen²⁾ einwandfrei der Nosean identifiziert sein wird, können wir uns nur für eines der beiden Mineralien entscheiden.

Eine Bezeichnung „Nosean“- oder „Hauyn-Melilithbasalt“ würde einen neuen Typus in unserer Gesteinsreihe schaffen, und so muß ich einen solchen Namen als den nachzuweisenden Tatsachen voraussetzend bezeichnen. Ich schlage daher für den Basalt von Grabenstetten, im Anschluß an GAISERS Beschreibung, folgende Charakteristik vor: Melilithbasalt mit spärlichem Nephelin und Nosean oder Hauyn als Vertreter der Sodalithgruppe.

Die von GAISER hervorgehobene Verschiedenheit gegenüber der chemischen Beschaffenheit der „normalen Melilithbasalte“ kann sich für uns nur ausdrücken in dem hohen Gehalt an Na_2O .

In Verbindung mit der nachgewiesenen SO_2 (0,94 %) läßt sich jedoch dieser Gegensatz leicht erklären: eben aus der Anwesenheit eines Minerals der Sodalithgruppe mit dem Molekül Na_2SO_4 .

Im übrigen entspricht die Analyse II, ihre Typenformel und ihr Ort im OSANNschen Dreieck nahezu derjenigen vom Hochbohlbasalt.

¹⁾ Vgl. H. MÖHL: N. Jahrb. Min. 1874, S. 936—939.

²⁾ Vgl. H. ROSENBUSCH und E. A. WÜLFING: Physiograph. 1905, I 2, S. 36.

Die übrigen Analysen von GMELIN und anderer Autoren, betreffend Basalte vom Hegau und von Urach können für unsere Betrachtung nur bedingtermaßen herangezogen werden, da sie entweder stark verwittertem Gestein entstammen oder Partialanalysen sind.

Dennoch bilden sie eine interessante Ergänzung, wenn man den Gegensatz von unfrischem zu frischem Gestein dabei im Auge behält.

So ist die Analyse von J. SCHILL vom „Schlackigen Basalt“ vom Hohenhöwen¹⁾ geeignet, meine frühere Ausführung zu stützen, daß eine Verminderung der Kieselsäure ohne gleichzeitige Wegführung von Magnesia und Alkalien unwahrscheinlich ist²⁾. Hiermit dürfte ein indirekter Beweis erbracht sein, daß unsere in der Tabelle aufgeführten Basalte trotz nachgewiesener CO₂ und hohen Wassergehaltes als frisch bezeichnet werden müssen.

Bezüglich der Säurelöslichkeit des Wartenberg-Basaltes habe ich auf Grund meiner chemischen Partialuntersuchungen anführen können, daß sich bei weitem der größte Teil des Gesteines als löslich erwiesen hat. Nach ebenfalls in VON LEONHARDS „Basalt-Gebilden“ mitgeteilten Untersuchungen von GMELIN ergibt sich:

	löslich	unlöslich
a) am Basalt von Stetten (d. i. Hohenhöwen)	61,56 %	38,44 %
b) am Basalt von Hohenstoffel	62 %	38 %
c) am Basalt von Sternberg bei Urach	88 %	12 %

GMELIN verwendete bei seinen Untersuchungen 10 g Gesteinsprobe. Es ist das eine Menge, wie sie heute von keinem Analytiker mehr angewendet wird. Welche Unmassen von Säure gehören dazu, eine solche Portion selbst bei feinsten Pulverisierung in Lösung zu bringen! — Es dürfte kaum zu viel behauptet sein, daß die Basalte vom Hegau (a und b) in höherem Maße zur Lösung gebracht werden könnten, wenn wir die von GMELIN benutzten 10 g in mehreren Portionen, und jede derselben für sich, mit Säure behandeln würden³⁾.

¹⁾ N. Jahrb. Min. 44, 1857.

²⁾ Eine solche Auffassung findet nur Anwendung auf Gesteine ohne Feldspat und Glimmer. Letztere bleiben bei Quarzporphyren öfters frisch, während der Quarz ausgelaugt wurde.

³⁾ MEYER brachte binnen einer halben Stunde in verdünnter Salzsäure bei mäßigem Erwärmen 92,81 % des Gesteins in Lösung (vgl. STELZNER a. a. O.).

Analysen-Tabellen A, B, C.
A. Gewichtsprozent.

	I	II	III	IV	V	VI	VII
SiO ₂ . . .	33,89	34,03	37,96	36,17	37,98	38,06	40,64
TiO ₂ . . .	0,64	2,69	2,93	2,15	2,02	2,96	nicht bestimmt
Al ₂ O ₃ . . .	9,93	8,41	10,14	11,88	9,30	9,97	9,57
Cr ₂ O ₃ . . .	Spur	—	0,08	—	—	0,05	—
Fe ₂ O ₃ . . .	15,63	3,13	3,69	11,37	5,96	5,59	} FeO 13,35
FeO . . .	—	6,67	7,59	4,17	5,86	5,78	—
MnO . . .	Spur	—	0,22	Spur	Spur	Spur	1,10
MgO . . .	16,14	14,68	14,69	14,22	17,13	15,06	11,47
CaO . . .	15,19	18,20	16,28	11,54	10,38	15,22	14,02
Na ₂ O . . .	2,86	4,58	2,18	5,38	3,50	1,81	2,01
K ₂ O . . .	—	1,69	0,69	2,07	2,03	0,94	0,74
Li ₂ O . . .	2,90	4,02	1,82	—	2,74	3,65	4,01
P ₂ O ₅ . . .	1,41	1,10	1,13	0,84	0,31	0,57	—
CO ₂ . . .	1,41	Spur	—	—	SrO Spur	—	—
S	Spur	0,94 (SO ₃)	0,04 Cl	—	0,36 X	—	—
Summa	100,00	100,14	100,13 (inkl. 0,39 hygrosk. Wasser)	99,79	100,15	100,31	96,98
						(Ni+CO) 0,75	

Spez. Gew. . . 3,04 . . . — . . . 3,147 . . . 3,072 . . . 3,077 . . . — . . .

- I. Melilitbasalt von Hochbohl bei Owen; analysiert von MEYER bei SUELTZNER, a. a. O.
 II. „Nosean“-Melilitbasalt von Grubenstetten; analysiert von E. GAISER, a. a. O.
 III. Nephelin-Melilitbasalt von Uvalde, Texas, U.S.A.; analysiert von W. J. HILLERBRAND, U. S. Bull. 68, Nr. 168.
 IV. „Melilith“-Nephelinbasalt von Shannon Tier bei Hobart, Tasmania; analysiert von FRED. P. PAUL, a. a. O.
 V. Melilitb-Nephelinbasalt von Hohenberg bei Bühne, Westfalen; analysiert von JANNASCH bei RINNE, Jahrb. geol. Landesanst. Berlin 1892.
 VI. Melilitb-Nephelinbasalt vom Wartenberg bei Geisingen; analysiert von M. DITTRICH bei E. BECKER, a. a. O.
 VII. „Basalt“ von Stetten (= Hohenhöwen) im Hegau; analysiert von G. GMELIN, a. a. O.

C. Typenformeln.

Analyse	S	a	c	f	n	Reihe
I	36	1	1	18	10	"
II	37	2	0	18	8	"
III	41	1	1	18	8,3	"
IV	39	2	0	18	8	"
V	41	2	0	18	7,5	"
VI	42	1	1	18	7,5	"
VII	44	1	1	18	8	"
Mittel	40	1	1	18	8,14	"

B. Molekularprozent.

	Ia	IIa	IIIa	IVa	Va	VIa	VIIa
SiO ₂ + TiO ₂	35,9	37,1	41,0	38,8	41,2	41,7	43,7
Al ₂ O ₃ . . .	6,1	5,1	6,1	7,2	5,7	6,1	6,1
FeO	12,2	8,1	9,3	12,3	9,7	9,3	12,0
MgO	25,3	22,7	22,5	21,9	26,8	23,4	18,5
CaO	17,0	20,1	17,8	12,7	11,6	16,9	16,2
Na ₂ O	2,9	4,6 ¹⁾	2,2	5,3	3,5	1,8	2,0
K ₂ O	—	1,1	0,4	1,4	1,4	0,6	0,5
P ₂ O ₅	0,6	0,5	0,4	0,4	0,1	0,2	0,04SrO
Summa	100,0	100,0 ²⁾	100,0 ³⁾	100,0	100,0	100,0	100,0 ⁴⁾
Zahl	169,6	163,9	167,8	164,5	170,4	167,5	166,7

¹⁾ für SO₃ eine äquivalente Menge Na₂O abzuziehen von 4,6.

Rest + K₂O = A.

²⁾ inklusive 0,72 SO₃.

³⁾ inklusive MnO 0,19

BaO 0,02

SrO 0,03

NiO 0,03

Summa 0,27 (= 0,3).

⁴⁾ inklusive MnO 1,0.

Als Endergebnis meiner früheren und neuesten Ausführungen möge nochmals kurz zusammengefaßt werden:

1. Der Wartenberg-Basalt, soweit er melilithhaltig ist, gehört der Gruppe der Melilith-Nephelinbasalte an, welche geographisch durch die Gebiete des Hegau und Randen vertreten werden.

2. Der in der früheren Arbeit besprochene melilithfreie Nephelinbasalt des Wartenbergs ist zwar nachgewiesen, aber in seiner genetischen Beziehung zu dem Hauptbasalt vorläufig unbestimmbar.

3. Die melilithhaltigen Basalte von Uvalde in Texas, von Shannon Tier in Tasmania (VI), vom Hohenberg bei Bühne (V) gehören vorläufig ebenfalls zu den Melilith-Nephelinbasalten (Typus Hegau-Randen).

4. Die Basalte von Hochbühl und Grabenstetten (I und II) gehören mit denjenigen vom Bölle und von Böhmen (beide ohne Analysen) zu den reinen (normalen) Melilithbasalten (Typus Hochbühl).

Meinem hochverehrten Chef, Herrn Geheimrat Professor Dr. ROSENBUSCH, muß ich für sein erneutes lebhaftes Interesse auch an diesem Teil meiner Arbeit meinen früher ausgesprochenen Dank wiederholen.

Manuskript eingegangen am 14. Juni 1907]

15. Petrographische Untersuchung einiger klastischer Gesteine aus dem Paläozoikum des rheinischen Schiefergebirges.

(Ein Beitrag zur Einteilung dieser Gesteinsgruppe.)

Von Herrn KARL WALTHER in Jena.

Hierzu Taf. XXIII u. XXIV.

Die Anregung zu der vorliegenden Arbeit verdanke ich Herrn Prof. G. LINCK, welcher mich daran erinnerte, wie sehr es notwendig sei, dazu beizutragen, daß auch die geschichteten Gesteine auf Grund chemischer und petrographischer Merkmale einer schärferen Klassifikation unterworfen würden, als es bislang der Fall gewesen war.

Es ist besonders die Gruppe der klastischen Gesteine, die dieser Aufgabe harret, und so will ich im folgenden versuchen, in erster Linie makro- und mikroklastische Gesteine (Konglomerate, Breccien, Arkosen, Sandsteine, Grauwacken, Quarzite usw.) an der Hand einiger Typen aus dem rheinischen Schiefergebirge¹⁾ nach den genannten Merkmalen zu ordnen. Dabei wird anhangsweise kurz auch von kryptoklastischen Gesteinen die Rede sein.

In seinen „Tabellen zur Gesteinskunde“ (Jena 1906, G. Fischer) gliedert G. LINCK die genannten Sedimente in drei Kategorien, die man folgendermaßen bezeichnen kann²⁾ (a. a. O. Taf. 6):

I. Aufarbeitungsprodukt

1. unmittelbar (Schotter usw.)
2. nach längerem Transport durch Wind, Eis oder Wasser
 - a) Gerölle usw.
 - b) Sande
 - c) Tone und Löß

¹⁾ Für Überlassung von Material danke ich an dieser Stelle Herrn Prof. KAYSER in Marburg nochmals bestens.

²⁾ Vgl. hiermit LOSSENS Einteilung der Sedimente in kristallinische, kristallinisch-klastische (zementierte) und Schutt- sowie Zersetzungsgesteine. Diese Zeitschr. XIX, 1867, S. 700.

II. Verfestigtes Gestein

1. Breccien
2. a.) Konglomerate
 b.) Arkosen mit Sandsteinen ohne Feldspat
 c.) Schiefertone und Mergel

III. Umgewandeltes Gestein

- a) Grauwacken — aus Breccien, Konglomeraten und Arkosen
- β) Quarzite — aus Sandsteinen
- γ) Grauwackenschiefer (mit größeren Mengen von Alkali und alkalischen Erden) — entstanden aus Schiefertönen und Mergeln
- d) Tonschiefer (ohne größere Mengen von Alkali und alkalischen Erden) — entstanden aus Schiefertönen und Mergeln.

Man könnte auch nur zwei große Gruppen machen und zwischen lockeren und zementierten Gesteinen unterscheiden. Bei den letzteren ist dann der Grad der Verfestigung noch ein verschiedener, und zu der einfachen Verkittung der unter II. genannten Sedimente durch ein Bindemittel tritt bei III. noch ein weiterer Faktor hinzu. Dieser besteht — und damit schließt sich die in Rede stehende Gruppe an die vorige an — teils in der Zufuhr von neuen Lösungen, teils in dem Einflusse hohen Druckes unter Mitwirkung eines Lösungsmittels, ev. auch bei erhöhter Temperatur. Hierdurch tritt wiederum die Gruppe III mit dem Typus metamorpher Bildungen, den kristallinen Schiefern, in Fühlung¹⁾. Man könnte jene danach als hemimetamorphe Gesteine bezeichnen. Zu entscheiden, welche der beiden eben genannten Arten der Umwandlung im einzelnen Falle tätig war, ist sicherlich schwierig, und man kann daher z. B. nicht ausschließlich das Gestein „Quarzit“ nennen, welches aus einem Sandstein auf „dynamometamorphem“ Wege entstanden ist. Ein derartiges Sediment mit seiner charakteristischen, aus der innigen Ineinanderfügung der Quarzkörner sich ergebenden sog. Mosaikstruktur ist wohl kaum überall von sowohl makro- wie mikroskopisch gleich aussehenden Bildungen zu trennen, die durch Zufuhr kieselensäurehaltiger Lösungen entstanden sind²⁾. Wenn allerdings hierbei

¹⁾ ROSENBUSCH: Elem. d. Gesteinslehre, 2. Aufl., S. 409.

²⁾ So zeigen zwei mir vorliegende Dünnschliffe mesozoischer Sandsteine (unterer Buntsandstein von Hettensen bei Göttingen und Wealdensandstein) ausgezeichnete sog. Mosaikstruktur.

die Grenzen zwischen Quarzkorn und neu gebildeter Hülle noch deutlich zu erkennen sind (vgl. die bekannten sog. Kristallsandsteine), ist man über die Entstehung des Sedimentes im klaren¹⁾. Demgegenüber läßt in anderen Fällen die Beobachtung, daß das ursprüngliche Bindemittel Anlaß zur Neubildung von Mineralien gegeben hat, in erster Linie der so charakteristischen des Serizits, einen Schluß auf die Bildung des Gesteins zu, zumal wenn dieses in einem stark gestörten, metamorphische Erscheinungen auch sonst noch zeigenden Gebiete auftritt. Besonders bemerkenswert ist die LINCKsche Auffassung des Begriffes „Grauwacke“.

Wie u. a. ZIRKEL (Lehrb. d. Petr. III, S. 740) bemerkt, hat dieser Name bislang bekanntlich mehr eine stratigraphische wie petrographische Bedeutung. Manche dunkel gefärbte paläozoische Sandsteine werden deshalb gern in dieser Weise bezeichnet. Aber auch die Definition, daß man unter diesem Begriffe diejenigen Gesteine zu verstehen habe, welche „aus sehr wechselnden Mengen von Quarz-, Orthoklas- und Plagioklaskörnern nebst gerundeten oder eckigen Fragmenten von Schiefern, Quarziten, seltener von Diabasen, Graniten oder anderen Gesteinen“²⁾ sich zusammensetzen, befriedigt nicht, da man ein derartiges Sediment ebenso gut als Breccie oder als Konglomerat bezeichnen könnte. Den Namen „Grauwacke“ als petrographische Bezeichnung ganz aufzugeben, wie G. KLEMM³⁾ im Anschluß an v. DECHEN angibt, halte ich nicht für angezeigt, wohl aber zu versuchen, ihn petrographisch zu definieren und dadurch einzuschränken, wie G. LINCK a. a. O. vorschlägt. Nach dem eben Genannten soll eine Grauwacke also ein Gestein sein, das einesteils aus Breccien und Arkosen durch Aufnahme von Feldspat, andernteils aus feldspatführenden Sandsteinen (= Arkosen) hervorgegangen ist und durch einen höheren Grad von Metamorphose von jenen zu kristallinen Schiefern (Gneis) überleitet.

Um dieser Frage näher zu treten, untersuchte ich eine Anzahl grauwackenähnlicher Gesteine oder vielmehr solcher, die man mit dem Namen „Grauwacke“ bezeichnet, aus den Formationen vom Silur bis zum Zechstein, in erster Linie vom Ostrande des rheinischen Schiefergebirges, in der Nähe

¹⁾ Vgl. LOSSEN: Geognostische Beschreibung der linkerheinischen Fortsetzung des Taunus usw. Diese Zeitschr. XIX, 1867, S. 627 und 687. Über die Menge gelöster SiO₂ infolge Humussäureverwitterung kiesel-säurereicher Gesteine s. E. RAMANN: Bodenkunde, S. 19.

²⁾ ROSENBUSCH: a. a. O. S. 408.

³⁾ Diese Zeitschr. 84, 1882, S. 804.

von Marburg, dann aber auch einige Sedimente, die stratigraphisch wie nach ihrem Fauneninhalt gut bekannt sind, z. B. die Unterco-blenschichten von Oberstadtfeld in der Eifel usw. Schon bei Gelegenheit einer früheren Arbeit¹⁾ war ich auf den Wechsel der petrographischen Beschaffenheit der Sedimente zugleich mit ihrem Fossilinhalt an der Grenze zwischen Unter- und Mitteldevon aufmerksam geworden und hatte bereits damals sowie bei einer späteren Gelegenheit in der Gegend nördlich von Dillenburg zahlreiche Proben gesammelt. Von diesen liegen mir 50 Dünnschliffe sowie 11 vollständige quantitative Analysen vor. Achthiervon fertigte Herr Dr. GREINER in Jena an — wofür ich ihm an dieser Stelle nochmals bestens danke —, während ich den Rest selbst herstellte.

Es mögen nun zunächst einige allgemeine Bemerkungen über den Mineralbestand der untersuchten Gesteine folgen.

Der Quarz bildet in allen Gesteinen den Hauptbestandteil, und nur ausnahmsweise erscheint Kalkspat in ähnlicher Menge. Die stets mehr oder weniger kantige Oberfläche der Körner des erstgenannten Minerals ist immer jene eigentümliche, man möchte sagen korrodierte, die KLEMM (a. a. O. S. 773) dadurch entstanden sich denkt, daß das Korn auf seinem Transporte mit anderen Körnern zusammenstieß. Diese Erscheinung, welche häufig dazu führt, daß die einzelnen Individuen sich nicht scharf von ihrer Umgebung abgrenzen, zeigen auch geologisch jüngere Sandsteine aus mesozoischen Schichten genau in der gleichen Weise. Sie ist von derjenigen des Weiterwachsens der Quarzkörner verschieden; auch ist ihre Oberfläche derartig mikroskopisch fein zerrissen, daß man nicht allein an eine mechanische Zerreibung und Zerkratzung denken kann, sondern wohl die lösende Wirkung kohlenensäurehaltigen Wassers zu Hilfe nehmen muß. In fast allen Schliffen zeigen die Quarzkörner im polarisierten Lichte die sog. undulöse Auslöschung als Zeichen des Druckes, dem sie ausgesetzt waren.

Feldspat ist zuweilen in bedeutender Menge vorhanden. Wegen der starken Verwitterung ist oft kaum zu entscheiden, ob das betr. Mineral der orthotomen oder der klinotomen Reihe zugehört, doch scheint das letzte häufiger der Fall zu sein. Bei der Zersetzung bildet sich sehr oft Glimmer in winzigen Blättchen, derart, daß in manchen Gesteinen die feine blätterige

¹⁾ K. WALTHER: Das Unterdevon zwischen Marburg a. L. und Herboren (Nassau). N. Jahrb. Min., Beilage-Bd XVII, S. 1. — Die hier beigegebene Karte diene im folgenden als Übersicht.

Grundmasse zum großen Teil aus Feldspaten hervorgegangen sein dürfte.

Den Glimmer der an diesem Mineral reichen devonischen Gesteine vermochte ich nicht einer besonderen Spezies zuzuweisen. Sehr verbreitet ist eine Art, welche auf das Aussehen der Verwitterungsprodukte der genannten Sedimente von bestimmendem Einflusse ist¹⁾. Die tiefen Coblenzschichten von Rollshausen (S. 428) sowie das Gestein der Höhe 420,6 nördlich Wilsbach (S. 429) zeigen die Erscheinungen am besten.

Man beobachtet bei diesem im frischen Material (siehe Taf. XXIII, Fig. 1a) eine kalkige Grundmasse mit reichlich eingestreuten Quarzkörnern. Glimmer, teils flächen-, teils leistenförmig, ist gleichfalls sehr verbreitet. Er ist hie und da noch vollkommen farblos und dann bei + Nicols lebhaft polarisierend. Vielfach trübt sich das Mineral jedoch und wird schwach bräunlich oder grau, auch grünlich, womit schwacher Pleochroismus verbunden ist. Gleichzeitig scheiden sich an einzelnen Stellen ferritische Massen in winzigen schwarzen Körnern ab. Daß der genannte Glimmer — was schon makroskopisch zu beobachten — gleichmäßig durch das ganze Gestein verbreitet ist und sich zwischen den Quarzkörnern allenthalben hindurchzieht, zeigt dann das verwitterte, infolge der Kalkauslaugung gelockerte braune Gestein (Taf. XXIII, Fig. 1b). Eine aus schmutzig gelbgrünlichen bis -braunen ferritischen unregelmäßigen Körnern und Blättchen bestehende netzförmige Masse ist entstanden. Seltener beobachtet man noch unverwitterte farblose und lebhaft polarisierende lang-leistenförmige Glimmer; die meisten Stücke dieses Minerals haben lebhaften Pleochroismus von goldgelb bis fast kaffeebraun und sehr geringe Polarisationsfarben²⁾.

Sehr gut zeigt das Gestein Nr 20 (S. 430) die massenhafte Ausscheidung ferritischer Massen in mehr oder weniger regelmäßig begrenzten Körnern, zumal an den Blätterdurchgängen (Taf. XXIV, Fig. 1).

Daß hiermit eine starke Volumvergrößerung und infolgedessen Zersprengung des Gesteins verbunden ist, leuchtet ein, und so erklärt sich auch und nicht anders die früher (Unterdevon zwischen Marburg und Herborn, a. a. O. S. 15) angegebene Verwitterung und völlige Zerstörung des Rollshausener

¹⁾ Vgl. KLEMM: a. a. O. S. 786.

²⁾ Ganz analoge Erscheinungen beobachtete ich auch in Schließen mesozoischer Sandsteine, z. B. Voltziensandstein.

Quarzits. In Taf. XXIII, Fig. 2 a bis c sind die Anfänge und das Endergebnis des Vorganges dargestellt.

Von sonstigen Mineralien sind zu nennen: Titanit und offenbar daraus hervorgegangener Leukoxen, ferner Zirkon, Apatit und Rutil. Unter den fremden Gesteinsgemengteilen fällt in den Sedimenten aus dem sog. hessischen Hinterlande in erster Linie ein bisweilen sehr feinkörniger, hie und da von Glimmerschnüren durchzogener Quarzit mit ausgezeichneter Mosaikstruktur auf¹⁾. Ferner finden sich häufig aus radialstrahligeisblumenartig angeordneten Feldspäten bestehende Brocken, die vermutlich einem kersantit- oder minettenähnlichen Gestein angehört haben.

Auf S. 422 bis 428 sind die Ergebnisse der Untersuchung der einzelnen Gesteine, nach deren geologischem Alter angeordnet, mitgeteilt. Das betr. Sediment ist dabei zunächst mit dem bislang gebräuchlichen Namen bezeichnet worden.

Silur.

1. „Plattiger feinkörniger Schiefer“, trotz reichlicher Glimmerschüppchen im allgemeinen doch fahl, splitterig. Die Schichtflächen des Gesteins sind häufig mit Häutchen eines braunen Eisenoxydes überzogen und führen hie und da schlecht erhaltene Pflanzenreste. Vermutlich einem Teile der Urfer Schichten des Kellerwaldes zu parallelisieren. — Erdhausen bei Gladenbach²⁾.

Analyse:

SiO ₂	77,28 Proz.
TiO ₂	0,51 -
Al ₂ O ₃	9,34 -
Fe ₂ O ₃	5,93 -
P ₂ O ₅	0,10 -
MnO	Spur
CaO	0,62 -
MgO	1,05 -
K ₂ O	1,59 -
Na ₂ O	2,08 -
Trockenverlust bei 135°	2,00 -

100,50 Proz.

¹⁾ Die Ineinanderpressung der einzelnen Quarzindividuen war bei diesem Gesteine häufig so intensiv, daß manche der nunmehr in dem psammitischen Sedimente auftretenden Quarzbrocken bei gekreuzten Nicola sich deutlich als polysynthetische Bildung erweisen.

²⁾ S. Fußnote 1, S. 420.

U. d. M. ein inniges Gemenge wenig scharf begrenzter Quarzkörner¹⁾ mit einem Zement, das aus lagenweis angeordneten, unregelmäßig begrenzten, z. T. farblosen, z. T. bräunlichgrünen Glimmerblättchen sowie ferritischer Substanz besteht.

2. „Grauwacke“, schon makroskopisch offenbar reich an verwitterten Feldspaten. Größe der Körner ungefähr 0,2 bis 0,5 mm. Sehr verbreitetes Gestein, dem vorhergehenden im geologischen Alter nahestehend. — Altenkirchen.

Analyse:	
SiO ₂	78,84 Proz.
TiO ₂	0,44 -
Al ₂ O ₃	10,82 -
Fe ₂ O ₃	3,24 -
CaO	0,64 -
MgO	0,75 -
K ₂ O	1,78 -
Na ₂ O	3,03 -
Trockenverlust bei 135°	1,88 -
100,87 Proz.	

U. d. M. zeigen die klastischen Gemengteile (Quarz, Quarzitbrocken, Feldspat, Eruptivgesteinsreste) eine Verkitung durch ein Zement, das aus feineren Massen der eben genannten Bestandteile besteht. Dazu tritt mehr oder weniger pleochroitischer Glimmer und solcher, der offenbar aus der Verwitterung von Feldspat hervorgegangen ist. Die Menge des Quarzes mag ungefähr 50—60 Proz. betragen, danach folgt Feldspat (ca 30 Proz.), sowohl Ortho- wie Plagioklas, meist stark verwittert. Das erstgenannte Mineral weist hie und da Schnüre von Albit auf.

Feldspat und Quarz sind an einigen Stellen innig miteinander verbunden. Die fein zerrissene Oberfläche des letztgenannten Minerals zeigt verschiedentlich eine spätere Ausheilung durch Kieselsäure.

3. Feinkörnige „Grauwacke“, reich an winzigen Glimmerblättchen. — Roßbach.

U. d. M. ähnlich Nr 1, ein Gemenge von unscharf begrenztem Quarz und Feldspat (meist Plagioklas) mit einem

¹⁾ Verf. versuchte bei verschiedenen Analysen mittelst Molekularproportionen die Menge der einzelnen, jeweils das Gestein bildenden Mineralien zu errechnen. Da jedoch die meisten Gesteine stark verwittert sind, so tritt neben den ursprünglichen Mineralien eine ganze Reihe von Verwitterungsprodukten auf, deren chemische Zusammensetzung nicht zu ermitteln, und deren Mengenverhältnisse lediglich hätten geschätzt werden müssen.

aus Glimmer, stark zersetztem Feldspat und kaolinigen Massen bestehenden Zement.

4. Grobkörnige, fahle „Grauwacke“, Körner bis 5 mm im Durchmesser, reich an Feldspat. — Äußerste SO-Ecke des Blattes Buchenau.

U. d. M. ähnlich Nr 2, mit zahlreichen Quarzitbrocken, die zum Teil zu gerundeten Quarzkörnern verschmolzen sind. Stark pleochroitischer Biotit ist nicht selten, desgleichen Teile des oben erwähnten Eruptivgesteins, das die charakteristische Eisblumenstruktur der Feldspate zeigt.

Sekundärer Entstehung dürfte die an einigen Stellen zu beobachtende innige Verschmelzung von Feldspat mit Quarz sein. Der erste füllt dabei deutlich die Hohlräume zwischen den Quarzkörnern aus.

5. Rauhe „Grauwacke“, reich an feinen Glimmerblättchen. — Hermershausen.

U. d. M. ähnlich dem vorigen Gesteine. Die Feldspate (ca 30—40 Proz.) haben teilweise noch ihre natürliche Begrenzung.

Unterdevon.

6. Hercyn. — „Konglomeratisch-kalkige Grauwacke“¹⁾ (mit Fossilresten). — Hermershausen. — Das Gestein geht bei der Verwitterung infolge Auslaugung des Kalkes in ein lockeres und durch Ausscheidung von Eisen aus dem Glimmer (s. o.) braunes Gemenge von Quarzkörnern über.

Analyse:

SiO ₂	45,26 Proz.
TiO ₂	0,43 -
Al ₂ O ₃	4,82 -
Fe ₂ O ₃	6,18 -
MnO	0,64 -
CaO	20,70 -
MgO	0,78 -
K ₂ O	0,30 -
Na ₂ O	0,63 -
CO ₂	19,03 -
P ₂ O ₅	Spur
Trockenverlust bei 185°	0,73 -
FeS ₂	0,12 -
	<hr/> 99,57 Proz.

¹⁾ E. KAYSER: Lehrbuch d. Geologie (Formationskunde), 2. Aufl., 1902, S. 125.

U. d. M. beobachtet man eine kalkige Grundmasse mit eingelagerten Quarzkörnern, etwas Quarzit, Glimmer und sehr wenig Feldspat.

7. Glimmerreiche schieferige „Grauwacke“ (mit *Rhynchonella* sp.). — Siegener Schichten, Unkel a. Rh.

U. d. M. ein sandsteinartiges Gefüge von Quarzkörnern (ca. 60 Proz.) mit stark zerrissener Begrenzung und einem Zement, das aus schmutzigbraunen Ferritmassen und großen Mengen feinglimmeriger und vermutlich toniger Teile besteht.

8. Glimmerreiche „Grauwacke“ (mit *Strophomena Sedgwicki* A. V. sp.). — Siegener Schichten, Seifen i. Westerwald¹⁾.

Analyse:

SiO ₂	65,97 Proz.
TiO ₂	0,90 -
Al ₂ O ₃	15,18 -
Fe ₂ O ₃	6,45 - ²⁾
MnO	0,20 -
CaO	0,41 -
MgO	2,61 -
K ₂ O	3,01 -
Na ₂ O	1,01 -
P ₂ O ₅	Spur
Trockenverlust bei 135°	5,02 -
	<hr/> 100,71 Proz.

U. d. M. dem vorigen Gestein ähnlich. Der hohe Gehalt an Al₂O₃ deutet auch hier darauf hin, daß in dem sehr feinen Zement sich viel tonige Substanz befindet. Doch beobachtet man nur selten noch etwas unverwitterten Feldspat.

9. „Rauhe glimmerreiche Grauwacke“³⁾ mit *Spirifer Hercyniae* GIEB., *Tropidoleptus carinatus* var. *rhenana* FRECH u. a. m.⁴⁾. — Untercoblenschichten, Oberstadtfeld (Eifel).

¹⁾ FR. DREVERMANN: Fauna der Siegener Schichten von Seifen. Palaeontographica 50, 1904, S. 229.

²⁾ Beim Aufschließen mit HFl und H₂SO₄ blieb ein kleiner Teil unlöslich. Als FeS₂ berechnet, beträgt er 0,57 Proz.

³⁾ E. KAYSER: a. a. O. S. 124.

⁴⁾ FR. DREVERMANN: Fauna der Untercoblenschichten von Oberstadtfeld. Palaeontographica 49, 1902, S. 73.

Analyse:

Si O ₂	85,93 Proz.
Ti O ₂	0,45 -
Al ₂ O ₃	6,20 -
Fe ₂ O ₃	3,13 -
Mn O	Spur
Ca O	0,08 -
Mg O	0,43 -
K ₂ O	0,80 -
Na ₂ O	0,86 -
Trockenverlust bei 135°	2,27 -

100,15 Proz.

U. d. M. ein dichtes Gefüge im allgemeinen gleich großer Quarzkörner (ca 80 Proz.), deren Begrenzung wenig scharf ist. Feldspat (Plagioklas) findet sich vereinzelt, daneben Reste von kalkigen Fossilschalen. Das Bindemittel tritt stark zurück und besteht aus glimmerig-ferritisch-tonigen Massen.

10. „Quarzitsandstein.“ — Obercoblenz, Stoßberg bei Weipoltshausen. — Das Gestein ragt wegen seiner großen Härte klippenartig aus der Umgebung hervor. Es ist sehr dicht, zäh und wenig deutlich geschichtet. Makroskopisch erkennt man bereits vereinzelt trübe kleine Einschlüsse.

U. d. M. fast ausschließlich Quarzkörner, vielfach gerundet, dicht ineinander gepackt, so daß hie und da typische „Quarzit“-Struktur mit fingerförmigem Ineinandergreifen der Körner zustande kommt. Vereinzelt beobachtet man Neuansatz von Kieselsäure an die Quarze. Neben diesen ist hie und da als klastischer Gemengteil ein sehr feinkörniger Quarzit vorhanden, dessen Körner vermutlich durch ein kaoliniges Bindemittel zusammengehalten werden (entsprechend den eben erwähnten trüben Einschlüssen). Das Zement tritt stark zurück, es besteht aus einer sehr feinen, sich zwischen die Quarzkörner drängenden gelblichgrünen Glimmermasse und etwas aus dieser hervorgegangener ferritischer Substanz.

Über weitere unterdevonische Gesteine aus der Gegend von Marburg und ihren petrographischen Wechsel beim Übergange ins Mitteldevon s. S. 428.

Karbon.

11. Grobkörnige „Grauwacke“ („Arkose“). Kulm(?) oder flözleerer Sandstein. Das Gestein enthält grobe Quarzbrocken (bis 5 mm im Durchmesser) und große schwärzlichgrün gefärbte Glimmerstücke (bis 10 mm). — Steinbruch auf der Höhe östlich Lohra.

Analyse:

SiO ₂	66,68	Proz.
TiO ₂	0,81	-
Al ₂ O ₃	11,04	-
Fe ₂ O ₃	4,80	-
CaO	6,00	-
MgO	1,94	-
K ₂ O	1,95	-
Na ₂ O	2,23	-
CO ₂	4,69	-
Trockenverlust bei 135°	0,77	-

100,91 Proz.

U. d. M. ähnlich Nr 5, aber reich an klastischem Kalkspat mit eingestreuten Quarzkörnern (vgl. Gestein Nr 9), Feldspat sehr verbreitet.

12. Feinkörnige fahle „Grauwacke“. — Desgl., Nanzhausen.

U. d. M. erkennt man einzelne größere eckige Quarz- und Feldspatbrocken sowie z. T. lebhaft pleochroitischen Glimmer in einer feinen, stark verwitterten Grundmasse, die in erster Linie aus Quarzmaterial, dann unregelmäßigen Glimmer-, Feldspat- und kaolinigen Massen besteht. Die stark zerrissene Oberfläche der Quarzkörner zeigt hie und da eine Ausheilung durch sekundäre Kieselsäure.

13. Grobkörnige „Grauwacke“ („Arkose“). — Desgl., Steinbühl bei Lohra. — (Das Gestein ist sehr leicht zerreiblich.)

Analyse:

SiO ₂	72,53	Proz.
TiO ₂	0,63	-
Al ₂ O ₃	12,27	-
Fe ₂ O ₃	5,44	-
MnO	0,25	-
CaO	0,46	-
MgO	1,60	-
K ₂ O	1,46	-
Na ₂ O	1,55	-
P ₂ O ₅	0,48	-
Trockenverlust bei 135°	1,23	-

99,91 Proz.

U. d. M. dem Gestein Nr 11 entsprechend.

14. Rauhe feinkörnige „Grauwacke“. — Desgl., zwischen Bicken und Offenbach.

U. d. M. sehr ähnlich 6, aber mit reichlich Feldspat. Sowohl diese als auch die Quarzkörner sind scharfkantig begrenzt.

Zechstein.

15. Zechstein-„Konglomerat“. — Sachsenberg (Waldeck). — Die Körner des Gesteins (in erster Linie Quarz) erreichen einen Durchmesser von 1—2 cm. Beim Behandeln mit Säure starkes Aufbrausen.

Analyse:	
SiO ₂	63,24 Proz.
TiO ₂	0,03 -
Al ₂ O ₃	6,22 -
Fe ₂ O ₃	3,26 -
MnO	0,05 -
CaO	14,10 -
MgO	0,12 -
K ₂ O	1,13 -
Na ₂ O	1,20 -
Trockenverlust bei 135°	0,66 -
CO ₂	11,22 -
101,23 Proz.	

U. d. M. ein durch kalkiges Bindemittel verkittetes Gemenge scharfkantig begrenzter klastischer Körner. Der Quarz hat zum Teil noch seine ursprünglichen Kristallflächen, daneben beobachtet man große Mengen von quarzitischen Brocken, viel rotbraunes Eisenoxyd, das die klastischen Gemengteile umkleidet, und wenig Feldspat.

Es folgen nun noch einige Gesteine im Anschlusse an die S. 420, Fußnote 1 genannte Arbeit.

16. „Quarzitsandstein.“ — Tiefes(?) Untercoblentz, Rollshausen. — Ein unverwittert schwach bläuliches dickbankiges Gestein, das so dicht (und infolgedessen zäh) ist, daß es fast homogen aussieht und eine schwach glänzende Oberfläche besitzt (vergl. Nr 10). S. auch S. 421.

U. d. M. zeigt das frische Gestein ein äußerst inniges Gefüge von Quarzkörnern mit häufiger fingerförmiger Verzapfung (Taf. XXIII, Fig. 2a). Das Bindemittel ist reduziert auf sehr feine Bänder eines schwach gelblichen Glimmers, der sich überall zwischen den Quarzkörnern hindurchzieht (Taf. XXIII, Fig. 2b). Neuansatz von Kieselsäure ist an diesen nicht zu beobachten.

Wo das Gestein anfängt eine braune Verwitterungsrinde zu bekommen, da blähen sich die Glimmerstreifen stark auf, sie färben sich gelblichbraun, und eine reichliche Abscheidung rotbrauner Eisenoxydkörner, häufig mit quadratischem Querschnitte, folgt. Bei dem völlig verwitterten Gestein erscheint dann das Eisenoxyd infolge Aufnahme von Sauerstoff und Wasser in dichten schwarzbraunen Massen, welche die Quarz-

körner stark auseinander drängen und so das Gestein lockern (Taf. XXIII, Fig. 2b und c).

17. Kalkige Obercoblenz-„Grauwacke“ der Höhe 420,6 nördlich Wilsbach. — Ein feinkörniges, glimmerreiches, blaugraues Gestein, reich an Fossilien, das an der Luft zu einer dunkelbraunen Masse verwittert.

U. d. M. ein glimmerreicher Sandstein mit kalkigem Bindemittel. Über den Gang der Verwitterung des Gesteins siehe S. 421 und Taf. XXIII, Fig. 1. Feldspat ist nur sehr spärlich vertreten (Plagioklas).

18. „Grauwacke“ des Obercoblenz. — Steinbruch am Waldrande oberhalb Roßbach. — Ein sandiges, braungraues, sehr glimmerreiches Gestein.

Analyse:	
SiO ₂	79,95 Proz.
Al ₂ O ₃	5,28 -
Fe ₂ O ₃	7,79 -
CaO	0,74 -
MgO	1,54 -
K ₂ O	2,04 -
Na ₂ O	0,78 -
Trockenverlust bei 135°	2,26 -
<hr/>	
	99,38 Proz.

U. d. M. ein gleichmäßig feinkörniger Sandstein. Die einzelnen Quarzkörner sind durch eine stark zurücktretende glimmerige Grundmasse verbunden. Der Glimmer ist, wenn prismatisch, vielfach farblos, der flächenartig auftretende, unregelmäßig begrenzte dagegen gelblichgrün, häufig stark zer setzt und dann reichlich ferritische Massen abscheidend.

19. „Grauwackenschiefer“, wechsellagernd mit dem vorigen Gestein. — Oberhalb Roßbach. — Ähnlich dem vorigen Gestein, aber weniger sandig und schieferiger.

U. d. M. analog 18, aber das Korn der Quarze ist feiner.

Die nun folgenden Gesteine wurden am Wege Oberweidbach—Roßbach entnommen, und zwar zwischen dem Waldrande im NNW des letztgenannten Ortes und diesem selbst. Man kommt dort¹⁾ in petrographisch wie stratigraphisch ununterbrochener Folge aus den „Grauwacken und Grauwackenschiefern“ des obersten Unterdevons über kieselgallenführende „Tonschiefer“ in die „Kieselschiefer“ des Mitteldevons bzw. in Schiefer, die zahlreiche Kalklinsen führen und gleichfalls

¹⁾ K. WALTHER: a. a. O. S. 17.

diesem Formationsgliede angehören. An der genannten Stelle wurde auseinandergesetzt, wie mit der Verfeinerung des Gesteinskornes auch ein Wechsel der Facies Hand in Hand gehe, und wie sich in dem behandelten Gebiete dieser Vorgang auch dadurch vielfach ausspreche, daß an der Grenze zwischen Unterdevon und Mitteldevon zum ersten Male Diabasmassen in der Form kleiner, bisweilen nur 1—2 m im Durchmesser enthaltender Stöcke auftreten. Es wurde dabei darauf hingewiesen, wie wichtig diese Tatsache für die Kartierung des Gebietes sei.

20. Wie das vorige Gestein. — Der gelbliche Glimmer scheidet klumpige braune Massen ferritischer Substanz aus (Taf. XXIV, Fig. 1).

21. „Versteinerungsarme Tonschiefer.“ — Das Korn der Quarze ist noch feiner geworden.

22. Kieselkonkretion im vorigen Gestein.

U. d. M. aus feinem gleichmäßig körnigen Quarzsand bis -staub bestehend mit sehr kleinen Glimmerblättchen.

23. „Kieseliger Schiefer“, splitterig brechend.

Analyse:

SiO ₂	64,15 Proz.
Fe ₂ O ₃	16,06 -
Al ₂ O ₃	5,52 -
MnO	0,69 -
CaO	2,89 -
MgO	1,67 -
K ₂ O	2,03 -
Na ₂ O	1,27 -
Trockenverlust bei 135°	5,22
	<hr/> 99,50 Proz.

U. d. M. feinsten Quarzsand; nur bei starker Vergrößerung sind Glimmerblättchen zu erkennen.

24. „Kieselschiefer“, Mitteldevon. — Hohlweg zwischen Mornshausen und Rollshausen. — Ohne Fossilien. Ein adinolenähnliches, schwach bläulichgraues, sehr zähes und dichtes Gestein von splitterigem Bruche mit feinsten Glimmerblättchen. Das Gestein ist häufig fast schwarz und bleicht bei der Verwitterung stark aus. Die Analyse ergab 85,85 Proz. SiO₂.

U. d. M. feiner bis feinsten Quarzstaub und Glimmer. Nur bei starker Vergrößerung sind die einzelnen mit dem Bindemittel verschmelzenden Gemengteile zu erkennen. Woraus dieses besteht, ist nicht zu ermitteln; anscheinend ist viel

ferritisches Material vorhanden. Der hohe SiO_2 -Gehalt weist darauf hin, daß das Gestein in der Tat aufzufassen ist als ein Kieselchiefer, d. h. ein Gestein, das aus feinstem Quarzstaub besteht. Dabei läßt der Gehalt an Kohlenstoff auf organische Bildung schließen.

Weiterhin folgen noch einige Gesteine aus den gleichen Schichten, die von Simmersbach nördlich Dillenburg stammen (s. hierzu Meßtischblatt Eibelshausen).

25. „Sandige Grauwacke“ des Obercoblenz. — Heiliger Berg, zwischen Roth und Simmersbach. — Ein helles, sehr glimmerreiches Gestein, das bei der Verwitterung sich bräunt.

Analyse:

SiO_2	83,34 Proz.
TiO_2	0,37 -
Fe_2O_3	1,04 -
Al_2O_3	9,84 -
MnO	0,85 -
CaO	1,20 -
MgO	0,04 -
K_2O	1,48 -
Na_2O	0,65 -
Trockenverlust bei 135°	2,05 -
	100,36 Proz.

Von der angegebenen Menge der Kieselsäure kommen schätzungsweise 60 Proz. auf Quarz. Die Körner dieses Minerals greifen an einzelnen Stellen zapfenförmig ineinander. Ihr Rand ist stark zerrissen und verschmilzt mit dem Bindemittel, das aus unregelmäßig begrenzten wirren Glimmermassen (Serizit?) besteht (Taf. XXIV, Fig. 2). Der Glimmer ist farblos und zeigt hohe Polarisationsfarben.

In gleicher Weise wie bei Roßbach wurden zwischen Simmersbach und der Schiefergrube Wolfsschlucht südöstlich davon aus Schichten Gesteinsproben entnommen, die aus dem hangenden Unterdevon (siehe das vorige Gestein) schließlich in das dachschieferführende liegendste Mitteldevon der letztgenannten Lokalität überleiten. Es ergeben sich hier genau dieselben Bilder wie bei Roßbach: ein Feinerwerden der Quarzkörner, die in einem bei gekreuzten Nicols dunkel erscheinenden Bindemittel liegen, das z. T. aus mulmigen ferritischen Massen, z. T. aus feinsten kaolinigen Substanzen bestehen dürfte. Ob man es hier mit „Grauwacken-“ oder „Tonschiefern“ im Sinne G. LINCKs (S. 418) zu tun hat, würde aus der chemischen Gesteinsanalyse zu bestimmen sein. Die Schiefer des genannten

Bruches sind kalkführend (Kalkton- bzw. Kalkgrauwackenschiefer). Noch besser — auch makroskopisch — zeigen diese Eigenschaft die Dachschiefer der Grube Königsberg im Rupbachtal bei Diez a. L. (Untere Wissenbacher Schiefer).

Wenn wir versuchen wollen, die beschriebenen Sedimente nach ihrer petrographischen Beschaffenheit zusammenzufassen, so können wir zwei Hauptgruppen unterscheiden, feldspatfreie oder -arme und feldspathaltige Gesteine. Diese Unterscheidung ist nach zwei Seiten, einerseits nach der wissenschaftlichen und anderseits nach der praktischen, von Bedeutung.

Feldspatführende klastische Gesteine sind im allgemeinen litorale Bildungen, da das genannte Mineral bei der Aufarbeitung von Sedimenten wie von Eruptivmassen sowohl der chemischen Verwitterung als auch — infolge seiner vollkommenen Spaltbarkeit — der mechanischen Zerstörung verhältnismäßig geringen Widerstand entgegensetzt. In der Tat zeigt es sich auch, daß die vorliegenden völlig fossilfreien Feldspatgesteine sämtlich gröberes Korn besitzen, was für sich schon auf Küstennähe deutet.

In praktischer Hinsicht ist die Unterscheidung der Gesteine nach dem Vorhandensein oder Fehlen des Feldspats von großer Bedeutung, da sich ja an dieses Mineral (nebst dem häufig aus ihm hervorgegangenen Glimmer) in erster Linie der so wesentliche Alkaligehalt des Bodens knüpft.

Zu den feldspatfreien Gesteinen unter unseren Proben gehört in erster Linie das „Zechsteinkonglomerat“ (15). Da seine Gemengteile kantig begrenzt und wenig weit transportiert sind (vergl. die Quarze mit ihrer hie und da erhaltenen ursprünglichen Begrenzung), so würde man richtiger von einer „Zechsteinbreccie“ sprechen.

Die übrigen feldspatarmen Gesteine gliedere ich folgendermaßen:

I. Sandsteine

mit mehr oder weniger reichlichem Bindemittel; dieses ist

a) glimmerig-ferritisch, z. T. tonig:

1. Silur (Erdhausen).
7. Siegerner Schichten (Unkel).
8. desgl. (Seifen).
9. Untercohlenz (Oberstadtfeld).
18. Obercohlenz (Roßbach¹⁾).
19. desgl.
20. desgl.

b) kalkig:

6. Hercyn (Hermershausen).
17. Obercohlenz (Höhe 420,6).

¹⁾ Durch Feinerwerden des Gesteines in Sandsteinschiefer und ton- bis kieselschieferähnliche Gesteine [21, 22, 23 hangendes Ober-

II. Quarzitsandsteine bis Quarzite
mit stark reduziertem Bindemittel und sog. Mosaikstruktur:

- 16. Tiefes (?) Untercoblentz (Rollshausen).
- 10. Obercoblentz (Stoßberg).
- 25. desgl. (Simmersbach).

Die feldspatführenden Gesteine zerfallen in:

- | | |
|---|--|
| I. Feldspatbreccien: | II. Arkosen ¹⁾ : |
| (Das Gesteinskorn erreicht Erbsen-
größe.) | 2. Silur (Altenkirchen). |
| 11. Kulm (?) (Lohra). | 3. desgl. (Roßbach). |
| 13. desgl. | 4. desgl. (Blatt Buchenau). |
| | 5. desgl. (Hermershausen). |
| | 12. Kulm (?) (Nanzhausen). |
| | 14. desgl. (zwischen Bicken
und Offenbach). |

Ob ein Gestein zu der feldspatarmen oder -haltigen Gruppe gehört, läßt sich schon makroskopisch meist leicht erkennen; im Dünnschliff zeigt es sich deutlich und ebenso in der Analyse an dem hohen Gehalt an Tonerde und Alkali. Dies kann jedoch z. T. auch von reichlich vorhandenem Glimmer (Gestein Nr. 8) herrühren, weshalb die mikroskopische Untersuchung in erster Linie erforderlich ist. Der Gehalt an SiO_2 schwankt ganz beträchtlich, während der an Al_2O_3 — mit Ausnahme der oben genannten Analyse — weit unter 9,5 Proz. bleibt und durchschnittlich 5,5 Proz. beträgt. Dagegen erhielten die feldspatführenden analysierten Gesteine im Durchschnitt 10 Proz. Al_2O_3 .

Den Einfluß „dynamometamorpher“ Vorgänge, auf deren Vorhandensein oder Fehlen G. LINCK den Unterschied zwischen Sandsteinen und Quarziten einerseits und Arkosen sowie Grauwacken andererseits in erster Linie begründet wissen will, weisen die vorliegenden Gesteine nur ganz vereinzelt auf.

Wenn wir an die petrographische Beschaffenheit der Sedimente denken, welche unsere alten Gebirge zusammensetzen, so zeigen im allgemeinen nur feinkörnige und gut geschichtete Gesteine wie Tonschiefer und Sandsteine deutlich die Wirkungen des Gebirgsdruckes, jene, indem sie mehr oder

coblentz (Roßbach); 24 Mitteldevon (Mornshausen)] übergehend. Der eben genannte Vorgang verrät sich in seinem Beginn durch Zusammenballen des feinstsandigen Materiales (sog. Kieselgallen) innerhalb der umgebenden Schichten von größerem Korn.

¹⁾ Diese Gesteine sind in der Tat nicht anders als mit dem Namen „feldspatreiche Sandsteine = Arkose“ (ROSENBUSCH: a. a. O. S. 408) zu belegen. Es ist allerdings nicht erwiesen, daß sie „regenerierte Granite“ oder Gneise darstellen, aber doch sehr leicht möglich.

dieser Zeilen angegeben: daß sie nämlich aus verschiedenartigen Brocken von Quarz, Ton- und Kieselschiefer, hie und da auch Feldspat sich zusammensetzen.

Erst weiterhin gegen das Erzgebirge zu mag sich unter den sog. Gneisen manches verbergen, was aus „Grauwacken“ entstanden ist¹⁾.

Aus dem eben Gesagten ergibt sich wieder die bekannte und leicht erklärliche Erscheinung, daß feldspathaltige Sedimente im allgemeinen²⁾ weniger verbreitet sind als feldspatfreie. Die aus jenen nach der Definition G. LINCKs hervorgehenden „Grauwacken“ und „Grauwackenschiefer“ würden danach nur ganz lokale Bildungen sein. Führt man diesen Gedanken weiter, so würde daraus erhellen, daß, wie auch sonst schon hervorgehoben wurde, die Mehrzahl der Gneisgesteine aus Eruptivmassen oder von diesen injizierten Sedimenten und nicht unmittelbar aus den letztgenannten herzuleiten ist. Glimmerschiefer-Gesteine dürften dagegen in erster Linie von feldspatarmen Sedimenten (Tonschiefern) abstammen.

Überblicken wir das im vorstehenden Gesagte noch einmal!

Zwischen Arkosen (bzw. Grauwacken) und Sandsteinen ist genau zu unterscheiden; jene sind feldspatführende, diese feldspatfreie Sedimente. Ein stark toniges Bindemittel in manchen Sandsteinen zeigt, daß diese aus feldspatführenden Sedimenten entstanden sind. Die sog. „Grauwacken“ des rheinischen Devons erwiesen sich durch ihre chemische wie mineralische Zusammensetzung zumeist als Sandsteine [Siegener Schichten; Coblenzschichten = Spiriferensandstein³⁾]. An der Grenze von Unterdevon gegen Mitteldevon verringert sich in dem untersuchten Gebiete das Korn des Sandsteins; es entstehen feinkörnige „Sandsteinschiefer“ und im Mitteldevon kryptoklastische Absätze, teils kieselschieferähnliche Sedimente, teils Tonschiefer (Dachschiefer vielfach). Wie hier Sandsteine mit Tonschiefern, so stehen anderwärts Arkosen und Grauwacken mit Grauwackenschiefern im Zusammenhang.

Mehr oder weniger grobe feldspatreiche Gesteine (Feldspatbreccien und Arkosen) sind für das Silur und Karbon der

¹⁾ Vgl. die bekannten sog. Konglomeratgneise von Obermittweida. LEPSIUS: Geologie von Deutschland II, S. 32, und C. GÄBERT: Die Gneise des Erzgebirges und ihre Kontaktwirkungen. Diese Zeitschr. 59, 1907, S. 374.

²⁾ Wo sie nicht aus Graniten usw. direkt aufgearbeitet sind.

³⁾ K. WALTHER: Beiträge zur Kenntnis des älteren Paläozoikums in Ostthüringen. N. Jahrb. Min., Beilage-Bd XXIV, 1907, S. 280.

untersuchten Gegend charakteristisch. Diese Gesteine weisen so gut wie nichts auf, was auf Veränderungen durch Gebirgsdruck deutet.

Dagegen treten innerhalb der Coblenzschichten an einzelnen Stellen Sandsteine auf, die zu Quarziten metamorphosiert worden sind. Ob derartige Sedimente, die sich durch eine mosaikartige Verzapfung der Quarzkörner — und, wenn die Veränderung noch weiter geht, durch kristalline Neubildungen aus dem Bindemittel — auszeichnen, durchgehends von solchen Sandsteinen getrennt werden können, die infolge Infiltration kieselensäurehaltiger Lösungen quarzitisch geworden sind, ist noch im einzelnen nachzuweisen.

In der LINCKSchen Klassifizierung der klastischen Sedimente wird man deshalb der Definition der Pelite ohne weiteres zustimmen können. Die Trennung der beiden hierher gehörigen Begriffe, Tonschiefer und Grauwackenschiefer¹⁾, wäre allerdings noch an Beispielen darzulegen. Ob man dagegen unter den Pséphiten und Psammiten eine derartige — wenn man sie so nennen will — „hemimetamorphe Kategorie“, wie sie LINCK unter den Ausdrücken „Quarzit“ und „Grauwacke“ verstanden wissen will, durchgehends abgrenzen kann, das entzieht sich noch unserer Kenntnis. Die Befähigung, metamorphe Einwirkungen aufzuweisen, schwindet eben bei zunehmender Größe und somit geringerer Beweglichkeit des Gesteinskorns. Da nun feldspatführende Sedimente (Feldspat-Breccien und -Konglomerate, Arkosen, Grauwacken und z. T. Grauwackenschiefer) im allgemeinen küstennahe Bildungen und deshalb mehr oder minder grobkörnig sind, so wird diese Gruppe nur vereinzelt Veränderungen zeigen. Es müßten deshalb zunächst Spezialuntersuchungen in verschiedenen Gebieten, besonders solchen, aus denen metamorphe Sedimente bekannt sind, darüber angestellt werden, ob sich die auf S. 417 angegebene Gliederung der klastischen Gesteine durchführen läßt. Hierzu die Anregung zu geben, ist der Hauptzweck der vorstehenden Zeilen.

¹⁾ Letztgenannte nach LINCK ausgezeichnet durch hohen Gehalt an Alkalien und alkalischen Erden.

Rechnungs-

Titel	Kapitel	Einnahme	Nr. der Belege	Im Einzelnen		Im Ganzen	
				M.	S.	M.	S.
I		Aus dem Jahre 1905 übernommener Bestand				1 159	64
		Einnahme-Reste.					
		Beiträge lt. Liste (bei der Kasse direkt eingegangen)	1			40	—
		Mitglieder-Beiträge.					
		Bei der Kasse direkt eingegangen	2	940			
		" " " " " " " "	3	792	15		
		Durch Nachnahme eingezogen	4	1 058	51		
		Von der Corttaschen Buchhandlung	5	180	10		
		" " " " " " " "	6	1 743	15		
		" " " " " " " "	7	1 039	75		
		" " " " " " " "	8	971	25		
		" " " " " " " "	9	500	51		
		" " " " " " " "	10	1 101	60		
		" " " " " " " "	11	640	60		
		" " " " " " " "	12	280	30		
		" " " " " " " "	13	250	31		
		" " " " " " " "	14	190	45		
		Summe I				9 688	68
II		Verkauf von Zeitschriften.					
		Von der Corttaschen Buchhandlung lt. Beleg 8			9 40		
		" " " " " " " "	10		4 80		
		" " " " " " " "	13		4 50		
		" " " " " " " "	15	1 474	25		
		Bei der Kasse eingegangen	16	24	—		
		" " " " " " " "	17	15	60		
		" " " " " " " "	18	5	—		
		" " " " " " " "	19	13	—		
		" " " " " " " "	20	11	95		
		" " " " " Anzeigenpacht	20 a	150	—		
		Seitenbetrag				1 712	50
						12 600	82

Abschluss

Gesellschaft zu Berlin für das Jahr 1906.

Titel	Kapitel	Ausgabe	Nr. der Belege	Im Einzelnen		Im Gesamten	
				M.	ℳ	M.	ℳ
I	a	Druck der Zeitschrift und Monats- berichte.					
		Buchdruckerei STARCKE, Berlin	1/2	934	15		
		"	3/5	1 189	59		
		"	6/7	1 245	79		
		"	8	956	25		
		"	9/10	1 997	10		
		"	11/12	1 298	45		
		"	13/14	1 834	05		
		Summe Titel Ia				9 455	38
I	b	Druck der Tafeln.					
		MEISENBACH, RIFFARTH & CIE., Schöneberg	15/16	28	40		
		" " "	17/22	149	25		
		" " "	23	8	57		
		" " "	24	57	08		
		" " "	25	28	76		
		" " "	26	13	87		
		" " "	27	7	84		
		" " "	28	58	75		
		" " "	29	68	01		
		" " "	30	8	82		
		" " "	31	16	81		
		" " "	32	23	76		
		" " "	33/44 a	148	52		
		MARTIN ROMMEL & CIE., Stuttgart . . .	45/46	74	20		
		WASSERMANN & SCHÄUBLIN, Basel . . .	47/48	33	59		
		PAUL BREDEL, Berlin	49	94	25		
		" "	50	264	25		
		BOGDAN GISEVIUS, Berlin	51/52	155	20		
		Dr. LORENZ, Marburg	53/54	166	50		
		Seitenbetrag		1 406	43	9 455	38

Titel	Kapitel	Einnahme	Nr. der Belege	Im Einzelnen		Im Ganzen	
				M.	ℳ	M.	ℳ
		Übertrag				12 600	82
		Sonstige Einnahmen.					
		Von der Bank abgehoben	21/22			6 200	—
		Summe Einnahme				18 800	82
		Ab Ausgabe				17 784	79
		Bleibt Bestand bei der Kasse . .				1 016	03
		Bankkonto der Deutschen Bank.					
a		Der Bestand an Wertpapieren beträgt nach der vorigen Rechnung	23	8 800	—		
		Verkauft ein Papier zu 500 M.	23	500	—		
		bleiben				8 300	—
b		1. Der Bestand an barem Gelde (31. XII. 05) 2 463,77 M.	21/22				
		2. Verkauftes Papier zu 500 M. 492,65 -					
		3. Hinterlegt 2 700,00 -	120				
		4. Zinsen der hinterlegten Wertpapiere					
		I. Semester . . 154,00 M.	21/22				
		II. „ . . 154,00 -	21/22				
		Zinsen für Bargeld	21/22				
		I. Semester . . 61,50 -	21/22				
		II. - . . 41,55 - = 411,05 -	21/22				
				6 067	47		
		Hiervon ab:					
		Aufbewahrungsspesen					
		der Bank . . 3,60 + 0,35 = 3,95 M.	21/22				
		Abgehoben 6 200,00 -	21/22				
				6 203	95		
		Mithin Mehrabhebung				136	48
		Vermögensstand am 31. XII. 1906				9 179	55
		Zu: die Ausgabe				26 964	84
		Summe Einnahme				86 143	89

Titel	Kapitel	Ausgabe	Nr. der Belege	Im Einzelnen		Im Ganzen	
				M.	ℳ	M.	ℳ
		Übertrag		1 406	43	9 455	38
		Dr. OPPENHEIM, Berlin	55/56	102	—		
		P. GEYER, Berlin	57	15	—		
		G. HOFFMANN, Berlin	58	82	50		
		M. PÜTZ, Berlin	59	37	50		
		"	60	58	—		
		"	61	14	—		
		"	62	23	—		
		G. HOFFMANN, Berlin	63	5	50		
		BREITKOPF, Berlin	64	12	—		
		Summe Titel Ib				1 755	93
		Summe Titel I				11 211	31
II	a	Bibliothek.					
		HOFFMANN, Berlin, Einbände	65	139	45		
		" "	66	60	50		
		" "	67	115	40		
		" "	68	154	—		
		SIEBERT, Berlin, "	69	1	50		
		SCHOLZ u. KRETSCHMANN, Berlin, Umräumen	70	8	—		
		SCHOLZ u. FINKENSTEIN, " "	71	8	—		
		Summe IIa		486	85		
	b	Anfertigung des Katalogs.					
		BREITKOPF, Berlin	72	70	—		
		VETTER, "	73	400	—		
		BREITKOPF, "	74	78	—		
		RUTSCHMANN, "	75	200	—		
		MEYER, "	76/77	100	—		
		" "	78	86	—		
		Summe IIb		934	—		
		Summe Titel II				1 420	85
		Seitenbetrag				12 632	16

Titel	Kapitel	Ausgabe	Nr. der Belege	Im Einzelnen		Im Ganzen	
				M.	g	M.	g
		Übertrag				12 632	16
III	a	Bureau- und Verwaltungskosten.					
		Dr. KRUSCH, Vergütung I. Quartal . . .	79	150	—		
		II. " . . .	80	150	—		
		III. " . . .	81	150	—		
		IV. " . . .	82	150	—		
		VETTER, I. " . . .	83	75	—		
		II.u.III. " . . .	84	150	—		
		IV. " . . .	85	75	—		
		KIECKBUSCH, I. " . . .	86	50	—		
		LAUENROTH II.—IV. " . . .	87	150	—		
		KRETSCHMANN, I.—IV. " . . .	88	75	—		
		Summe Titel IIIa				1 175	—
	b	Sonstige Ausgaben.					
		VETTER, für Diplome	89	6	—		
		BERGLEIN, für Schreibarbeit	90	3	—		
		KRETSCHMANN, für Heften der Kassenbelege	91	2	—		
		H. MENZEL, für Vorführung von Lichtbildern	92	6	75		
		" " " " " "	93	6	—		
		O. FREUDENBERG, für Mappen	94	2	45		
		K. KÖHLER, " " pp.	95	2	70		
		P. LAHN, Gebähren	96	13	90		
		Gerichtskasse, " 	97	5	40		
		" " 	98	1	50		
		Summe Titel IIIb				49	70
	c	Porto und Botenlöhne.					
		Dr. KRUSCH, Porto	99	16	25		
		" " 	80	10	—		
		" " 	100	20	—		
		VETTER, Porto	101	9	06		
		" " 	102	13	20		
		Seitenbetrag		68	51	13 856	86

Titel	Kapitel	Ausgabe	Nr. der Belege	Im Einzelnen		Im Ganzen	
				M.	g.	M.	g.
IV		Übertrag		68	51	13 856	86
		KIECKBUSCH, Porto	103	17	60		
		Dr. DATHE "	104	5	60		
		Dr. GAGEL "	105	5	—		
		Dr. JENTZSCH "	106	5	—		
		LAUENROTH "	107	21	90		
		COTTASche Buchhandlung, Porto	108	352	83		
		KRETSCHMANN, Porto	109/110	25	92		
		" "	111	23	49		
		" "	112	10	82		
		COTTASche Buchhandlung, Einnahmebeleg 5		—	45		
		" " " 6		3	60		
		" " " 7		1	95		
		" " " 8		2	30		
		" " " 9		—	80		
		" " " 10		2	45		
		" " " 11		1	—		
		" " " 12		—	65		
		" " " 13		—	50		
		" " " 14		—	30		
		Summe Titel IIIc				550	67
		Jahresversammlung.					
		STARCKE, Führer für die Exkursion nach Schlesien	113	492	70		
		KRETSCHMANN, für Einladungen	114	23	66		
		" " "	115	55	05		
		BERGLEIN, für Schreibarbeit	116	1	—		
		FEISTER, für Programme	117	27	50		
		KAISER, für Vorbereitung der Exkursion .	118/119	77	35		
		Summe Titel IV				677	26
		Zur Hinterlegung auf der Deutschen Bank	120			2 700	—
		Seitenbetrag				17 784	79

Titel	Kapitel	Ausgabe	Nr. der Belege	Im Einselnen		Im Gansen	
				M.	℥	M.	℥
		Übertrag				17 784	79
		Konto der Deutschen Bank.					
		Wertpapiere nach dem vorjährigen Abschluß		8 800	—		
		Verkauft 1 Stück zu		500	—		
		bleiben		8 300	—		
		Bestand an barem Gelde. (Zur Bezahlung fälliger Rechnungen mußte ein Papier verkauft und 136,48 M. Bargeld geliehen werden)		136	48		
						8 163	52
		Barbestand der Kasse				1 016	03
		Summe Ausgabe				26 964	34

Bericht

über den Vermögensbestand der Deutschen geologischen Gesellschaft
am 31. Dezember 1906.

1. Kassenbestand	1 016,03 M.
2. Der Bestand der Effekten bei der Deutschen Bank beträgt	8 300,— -
3. Der Barbestand bei der Bank beträgt nach der Staffelnberechnung	— 136,48 -
Wirklicher Vermögensstand am 31. XII. 06 . .	<u>9 179,55 M.</u>

Voranschlag für das Jahr 1908.

Ausgaben:	Einnahmen:
I. Druck:	I. a) Mitgliederbeiträge 485 × 20 = 9 700 M.
a) der Zeitschrift 3 700 M.	II. a) Verkauf d. Zeitschrift 1 400 -
b) „ Tafeln 1 800 -	b) Verkauf des Band- registers 50 -
c) „ Monatsberichte . 1 800 -	c) Zinsen der im Depot be- findlichen Staatspapiere und baren Gelder . . 300 -
II. Bibliothek:	
a) für Einbände 500 -	
b) „ Schränke 500 -	
c) „ Reinigung 20 -	
d) Druck des Katalogs . 1 000 -	
III. Bureau- und Verwaltungskosten:	
a) Gehälter 1 175 -	
b) Sonstige Ausgaben . . 55 -	
c) Porto und Botenlöhne . 600 -	
IV. Jahresversammlung . 300 -	
<u>11 450 M.</u>	<u>11 450 M.</u>

Berlin, den 5. August 1907.

E. ZIMMERMANN,
Schatzmeister.

Zugänge der Bibliothek im Jahre 1907.

Für die Bibliothek sind im Jahre 1907 im Austausch und als Geschenke eingegangen:

A. Zeitschriften.

In dieser Liste ist, wie bei den Zitaten der Aufsätze, die Folge, Reihe oder Serie durch eingeklammerte arabische Zahl, (2), der Band bis 30 durch römische Zahl, II, über 30 durch halbfette arabische Zahl, 58, das Heft durch nicht eingeklammerte arabische Zahl, 2, bezeichnet.

- Albany. University of the State of New York. Annual Report 57, 58, 1—5. Bulletin 88—92, 94—100, 102—109.
- Angers. Société d'études scientifiques. Bulletin N. F. 35, 1905.
- Augsburg. Naturwissenschaftlicher Verein für Schwaben und Neuburg. Bericht 37, 1906.
- Baltimore. Maryland Geological Survey (1906). Pliocene and Pleistocene.
- Basel. Naturforschende Gesellschaft. Verhandlungen XIX, 1, 2.
- Berkeley. University of California Publications. Bulletin V, 7, 8, 10, 11, 1907.
- Berlin. Königl. Preußische geologische Landesanstalt. Abhandlungen: Neue Folge, Heft 50, J. AHLBURG: Die Trias im südlichen Oberschlesien, 1906. — Heft 46, P. MENZEL: Über die Flora der Senftenberger Braunkohlen-Ablagerungen. — Abbildung und Beschreibung fossiler Pflanzen-Reste, Lief. 4 u. 5.
- — Jahrbuch XXIV, 4. 1903; XXVII, 1, 2, 3. 1906; XXVIII, 1, 2. 1907.
- Zeitschrift f. Berg-, Hütten- u. Salinen-Wesen im preußischen Staate, 54, 5; Statist. Lief. 54, 5; 55, 1, 2, 3; Statist. Lief. 55, 1, 2, 3.
- Königl. Akademie der Wissenschaften. Mitteilungen aus den Sitzungsberichten der mathematisch-naturwissenschaftlichen Klasse 1906, 39—53, 1907, 1—38.
- Naturwissenschaftlicher Verein für Neuvorpommern und Rügen in Greifswald. Mitteilungen 38 (1906).

- Bern. Schweizerische Gesellschaft für die gesamten Naturwissenschaften. Verhandlungen 1906, 89. Jahresversamml. (St. Gallen). 1902, 85. Jahresvers. (Genève).
- Naturforschende Gesellschaft. Mitteilungen, Nr. 1609 bis 1625 (1906).
- Neue Denkschriften. 40, 1906; 35, Das Schweizerbild, eine Niederlassung aus paläolithischer und neolithischer Zeit; 41, 1907.
- Bonn. Naturhistorischer Verein der preußischen Rheinlande und Westfalens. Verhandlungen 63, 2.
- Niederrheinische Gesellschaft für Natur- und Heilkunde. Sitzungsberichte 1906, 2.
- Bremen. Naturwissenschaftlicher Verein. Abhandlungen XIX, 1.
- Breslau. Schlesische Gesellschaft für vaterländische Kultur, Jahresbericht 84 (1906); — Literatur der Landes- und Volkskunde der Provinz Schlesien, umfassend die Jahre 1904—1906.
- Brünn. Naturforschender Verein, Verhandlungen 44, (1905). Meteorologische Kommission, Bericht XXIV, 1905.
- Brüssel. Société Belge de géologie, de paléontologie et d'hydrologie. Bulletin XX, 3, 4, 5; XXI, 1, 2. — Procès-Verbal XXI, 1907. — Tables générales des matières Ia, XX.
- Académie royale des sciences. Bulletin 1906, 9—12; 1907, 1—8; Annuaire 73, 1907.
- Budapest. Földtany Közlöny 36, 37, 1—8. Publication 1905.
- Kgl. Ungarische geologische Anstalt. Mitt. a. d. Jahrb. XV, XVI, 1. Jahresbericht für 1905.
- Buenos Aires. Museo nacional. Anales (3) VI, VII, VIII, 1906/07.
- Buffalo. Society of Natural Sciences. Bulletin VIII, 4, 5.
- Bulawayo. Rhodesia scientific Association. Proceedings VI, 2 (1906).
- Caen. Société Linnéenne de Normandie. Bulletin (5) IX, 1905.
- Calcutta. Geological survey of India. Memoirs N. S. II, 3; (15) V, 2. — Records 34, 3, 4. 1906; 35, 1, 2, 3. 1907.
- Capetown. Cape of Good Hope, department of agriculture, geolog. Commission. Annals South African Museum IV, 7. — Index to the Annual report of the geolog. Commission 1905, 1906.
- Cherbourg. Soc. nationale des sciences naturelles et mathématiques. Memoires (5) 35, 1905/06.
- Chicago. Field Museum of Natural History. Report ser. III, 1; geol. ser. III, 5; botan. ser. II, 4 u. 5.

- Chicago. John Crerar Library. XII annual report 1906.
- Academy of Sciences. Journal of Geology, Semi-Quarterly Magazine of Geology and Related Sciences XV, 3, 1907.
- Christiania. Videnskabs Selskab. Förhandlingar 1906; Skrifter 1906.
- Chur. Naturforschende Gesellschaft des Cantons Graubünden. Jahresbericht N. F. 49, 1906/07.
- Colorado. Colorado College. Semi-Annual Bulletin. Scienc. Ser. 50, XII. — General Ser. XXV. — Engineer. Ser. I, 1, 2.
- Danzig. Naturforschende Gesellschaft. Schriften N. F. XII, 1, 1907.
- Darmstadt. Verein für Erdkunde. Notizblatt (4) XXVII.
- Des Moines. Iowa Geological Survey. Annual Report XVI. 1905.
- Dijon. Académie des Sciences. Mémoires, (4) X 1905/06.
- Dorpat. Naturforscher-Gesellschaft. Sitzungsberichte XV, XVI, 1.
- Dresden. Naturwissenschaftliche Gesellschaft Isis. Sitzungsberichte 1906 (Juli—Dez.); 1907 (Jan.—Juni).
- Dublin. Royal Irish academy. Proceedings XXVI, B, 6—10.
- Royal Dublin Society Scientific. Transactions (2) IX, 4—6; Proceedings XI, N. S. 13—20. The Economic Proceedings I, 9—11.
- Edinburg. Royal physical society. Proceedings 1905—1906, XVI, 8; 1906—1907, XII, 1—3.
- Royal society. Transactions 41, 3; 45, 1. Geological Society. Transactions IX, part. I, 1907. Proceedings XXVI, 6; XXVII, 1—5.
- Essen. Verein für die bergbaulichen Interessen im Oberbergamts-Bezirk Dortmund. Jahresbericht für 1906, II, statistischer Teil.
- Florenz. Biblioteca nazionale centrale. Bollettino delle pubblicazioni Italiane 1907. Indice alfab. 1906.
- Frankfurt a. M. Senckenbergische Gesellschaft. Abhandlungen XXIX, 2.
- Freiburg (Baden). Naturforschende Gesellschaft. Berichte XV, 1907.
- Genf. Société de physique et d'histoire naturelle. Mémoires 85, 3 (1907).
- Gießen. Oberhessische Gesellschaft für Natur- und Heilkunde. Naturwiss. Abt. N. F. I (1904—06); Medizin. Abt. N. F. II.
- Gotha. PETERMANNS Mitteilungen 52, 12; 53, 1—11, 1907.

- Greifswald. Siehe Berlin.
- Grenoble. Travaux du Laboratoire de Géologie de la Faculté des Sciences de l'Université de Grenoble 1905—1907, VIII, 1.
- Güstrow. Siehe Neubrandenburg.
- Haarlem. Société Hollandaise des sciences exactes et naturelles. Archives Néerlandaises (2) XII, 1—5.
- Musée Teyler. Archives (2) X, 4; XI, 1.
- Hamburg. Naturwissenschaftlicher Verein. Verhandlungen (3) XIV. Abhandlungen XIX, 1, 2.
- Halle a. S. Kaiserl. Leopold. Karolinische Deutsche Akademie der Naturforscher. Abhandlungen 85, 86, 1906.
- siehe Stuttgart.
- Heidelberg. Naturhistorisch-medizinischer Verein. Verhandlungen N. F. VIII, 3.
- Helsingfors. Commission géologique de Finlande. Bulletin 17 (1906); 18, 20—23 (1907).
- Hermannstadt. Siebenbürgischer Verein für Naturwissenschaft. Verhandlungen und Mitteilungen 55, 1905; 56, 1906.
- Hildesheim. Römer Museum. Mitteilungen, 21, 1907. — Bericht des Museumsvereins oder Vereins für Kunde der Natur und der Kunst im Fürstentum Hildesheim u. d. Stadt Goslar. — Desgl. vom 1. Januar 1902 bis 31. Dezember 1906.
- Houghton, Mich. Michigan college of mines. Yearbook 1906—07.
- Jassi. Université. Annales Scientifiques IV, 2, 3, 4. 1907.
- Indianapolis. Indiana Academy of Science, Proceedings 1905.
- Kiel. Naturwissenschaftlicher Verein für Schleswig-Holstein, Schriften XIII, 2, 1906.
- Klagenfurt. Naturhistorisches Landesmuseum für Kärnten, Mitteilungen 1906, 96; 1907, 97, 1—4.
- Königsberg i. Pr. Physikal-ökonomische Gesellschaft, Schriften 47, 1907.
- Kopenhagen. Meddelelser om Grønland 33, 1907.
- Meddelelser fra Dansk geologisk forening 11, 12, 1905.
- Danemarks geologiske Undersøgelse, (1) X, XII; (2) XIV, XV, XVI.
- Krakau. Akademie der Wissenschaften, mathemat.-naturwissenschaftl. Klasse. Anzeiger 1906; 3—10, 1907, 1—3.
- La Plata. Museo de la Plata. Revista XI; Annales, Botanica I, Paleontologica V.
- Lausanne. Société Vaudoise des sciences naturelles. Bulletin 42, 156; 43, 158, 159, 160.

- Lawrence. University of Kansas. Bulletin IV, 1—6, 1907.
 — University Geological Survey. Mineral Resources 1902, 1903.
- Leipzig. Jahrbuch der Astronomie und Geophysik XVII, 1906.
 — Verein für Erdkunde. Einführung in die Bildersammlung der Vulkanberge von Ecuador. Leipzig 1896.
 — PETERMANNs Mitteilungen 1906.
- Lima. Sociedad geografica. Boletín 1905, XVIII.
- Lissabon (Lisboa). Comissão do Serviço geológico de Portugal 1907, VI, 2; VII, 1.
 — Société Portugaise de Sciences Naturelles. Bulletin I, 1, 2. 1907.
- London. Geological society. Quarterly Journal 63, 1—3. 1907. Abstracts of the Proceedings, 836—850, 1906—07; 1907—08. — Geological Literature 1906.
 — Geological Magazine IV, 1—11. 1907.
 — Memoirs of the geol. Survey of England a. Wales 1906, 1907.
- Lund. Universität.   rsskrift 1906 (2), 2.
- Lüttich (Liège). Société géologique, Annales 33, 3, 34, 1, 2.
- Luxemburg. Société des Sciences naturelles. Institut Grand-Ducal de Luxembourg. Archives trimestrielles III und IV, 1906.
- Madison. Wisconsin Geological and Natural History Survey XV (10). Economic Ser. 1906.
 — Wisconsin Academy of sciences. Transactions XV, 1, 1904.
- Madrid. Comisión del mapa geol  g. de España. Boletín (2) VIII (1906). — Memorias VI (1907).
- Mailand (Milano). Société italiana di scienze naturali. Atti 45, 3, 4; 46, 1, 2; 2 (6¹/₂).
- Melbourne. Geological Survey of Victoria. Records, I, 4; II, 1. Bulletin 1906, 19, 20; 1907, 21; Memoirs 4, 5, 1907, Ballarat und Berringa Gold Field.
 — Annual Report of the Secretary of mines and Water Supply 1906.
 — Royal Society of Victoria. Proceedings N. S. XIX, 2; XX, 1.
- Mexico. Instituto geológico. Boletín XXII, XXIV (1906).
- Minneapolis. The American geologist, siehe unter South Bethlehem. Economic Geology.
- Montevideo. Museo nacional. Annales, Flora Uruguay, III, 1906, III, 6.

- Moskau. Kaiserl. naturforschende Gesellschaft (Société Impériale des naturalistes). Bulletin 1905, 4; 1906. — Mémoires XVII, 1, 1907.
- München. Kgl. Bayerische Akademie der Wissenschaften, math.-physik. Klasse. Sitzungsberichte 1906, III; 1907, I—II.
- Kgl. Bayerisches Oberbergamt. Geognostische Jahreshefte XVIII (1905).
- Nantes. Société des sciences naturelles de l'Ouest de la France. Bulletin (2) VI, 1—4, 1906.
- New Haven. The American journal of science XXII, 132, 1906; XXIII, 133—136, 138, XXIV, 139—143, 1907.
- New York. American museum of natural history. Annual report 1906; Bulletin XXII.
- Library. Academy of sciences. Annals XVII, 1, 1907.
- Novo Alexandria. Annuaire géologique et minéralogique de la Russie VIII, 8, 9, 1906, IX, 1—6, 1907.
- Nürnberg. Naturhistorische Gesellschaft. Abhandlungen XVI, Jahresbericht 1905.
- Ottawa. Geological and natural history survey. — The Cruise of the Neptune 1903—04. — Preliminary Report on the Rossland 1906. — Report on the Chibougamau mining region 1905. — Summary Report of the Geolog. Survey Depart. of Canada 1906. — Summary Report of the Operations of the Geological and Natural History Survey. 31. Dezbr. 1885—1889 (3). — Check List of Canadian Plants 1889. — Notes on the Shuswap People of British Columbia. — Notes on the certain Implements from Graham Island. Mackenzie. — Nepheline Rocks of Ile River. Berlon. — History New Brunswick Geology. Ells. — Contributions to Canadian Palaeontology I. (5) 1885/98. — Proceedings and Transaction 1906, (2), 12.
- Paris. Société géologique de France. Bulletin (4), V, 6, 7, 1905; VI, 1, 1906.
- Société de Géographie. Bulletin „La Géographie“ XIII, 5, 6; XIV, XV, 1—4, 1907.
- Annales des mines (10), X, 9—12, 1906; XI, 1—6; XII, 7, 8, 1907.
- Spelunka. Société de Spéléologie. Bulletin et Mémoires VII, 47—49, 1907.
- Perth. Geological Survey of Western Australia. Bulletin 24, 25 mit Atlas, 26, 1907.
- Annual Progress Report 1906.

- Philadelphia. Academie of natural science. Proceedings 58, 2, 3, 1906; 59, 1, 1907.
- Journal (2) XIII, 3, 1907.
- Prag. K. böhmische Gesellschaft der Wissenschaften. Sitzungsberichte 1906; Jahresbericht 1906.
- Rennes. Société scientifique et médicale de l'Ouest. Bulletin XV, 1, 2, 3. 1906.
- Rochester. Geological Society of America. Bulletin XVII, 1906.
- Rom. Accademia Reale dei Lincei. Rendiconti XVI (1. u. 2. sem.), 1907.
- Comitato R. geologico d'Italia. Bollettino 37, 3, 4, 1906; 38, 1, 1907.
- Società geologica Italiana. Bollettino XXV, 3, 1906; XXVI, 1, 1907.
- St. Etienne. Société de l'industrie minerale. Bulletin (4), V, 4; (4) VI, 1—3; VII, 4, 5. Comptes rendus mensuels, 1907.
- St. Louis. Academy of science. Transactions XV, 6, 1905; XVI, 1—7, 1906.
- St. Petersburg. Académie Impériale des sciences. Bulletin (5) XXII, XXIII, XXIV, 1905; (6) 1—16, 1907.
- Société Impér. des naturalistes (Kaiserl. naturforschende Gesellschaft). Comptes rendus 34, 5, 36, 37, 1906.
- Russ. Kaiserl. mineralogische Gesellschaft. Verhandlungen (2) 44, 1, 2, 1906.
- Comité géologique. Memoires N.Ser. XVI, 16—29, 31, 33, 1906 und 1907. Bulletin XXIV, 1—10; XXV, 1—9.
- — Explorations geol. dans les régions aurifères de la Sibérie: Lena 3, 4; l'Amour V, VI, 1904—07.
- South Bethlehem, Pa. Economic Geology with which is incorporated the American Geologist. A Semi-Quarterly Journal II, 3, 4, 5, 6, 1907.
- Springfield, Ill. Bureau of Labor Statistics of the State Illinois. XXV, annual coal report 1906. Biennial-Report. XIII, 1904.
- Stockholm. Konigl. Svenska vetenskaps akademis handlingar 41, 4, 42, 1—9, 1907.
- Geolog. föreningen. Förhandlingar XXVIII, 7, XXIX, 1—3, 5, 1907.
- Arkiv för Zoologi III, 3—4; Arkiv för Botanik 6, 3—4; Arkiv för Kemi, Mineralogi och Geologi II. 4—6; Arkiv för Matematik, Astronomi och Fysik III. 2—4.

- Stockholm. Årsbok, 1906, 1907.
- Konigl. Sveriges geolog. Undersökning. Afhandlingar och uppsatzer, Ser. C: 201, 203.
 - Les prix Nobel, 1902 Supplement, 1904, 1905.
 - Meddelanden från K. Vetenskapsakademiens Nobelinstitut I, 6, 7.
 - Accessions-Katalog 20, 1905.
- Stuttgart. Verein für vaterländische Naturkunde in Württemberg. Jahresheft 68, 1907 mit 2 Beilagen.
- (früher Halle). Zeitschrift für die gesamten Naturwissenschaften 78; 79, 1—4.
- Sydney. Department of mines and agriculture. Annual report 1906. — Records VIII, 3 (1907).
- Australian Museum. Records IV, 8; V, 1.
 - — Annual-Report of the Trustee 1906.
- Tokyo. Earthquake Investigation Committee. Publications foreign languages, No. 22—24, 1906/07.
- Imperial university, science college. Journal XXI, 2—6; XXII.
- Topeka (Kansas). Kansas Academy of sciences. Transaction XX, 2 (1907).
- University Geological Survey. VIII. Special Report on Lead and Zinc. — Annual Bulletin of Mineral-Resources of Kansas 1903.
- Venezia, Istituto veneto di Scienze, lettere et arti. Atti 55, 1—10, 1896—97; 56, 1—7, 1897—98. — Memoire XXV, 1, 2, 1897.
- Washington. Smithsonian Institution. Contributions to Knowledge (Hodgkinsfund) 1906, 49 (1652) 1907, 35 (1718). Smithsonian Miscellaneous collections 1656, 1695, 1703, 1717, 1720, 1721. — Bulletin (2) 53. — Annual Report 1905, 1906.
- U. S. geol. Survey. Bulletins 275, 277—308, 310—315, 317, 318, 320, 323, 324. Monographs 1906, 50. Annual report XXVII, 1905—06. Mineral-Resources 1905.
 - Professional Paper:
 - 1907. No. 46. Geology and Undergroundwaterressources. Northern Louisiana and Southern Arkansas. — VEATCH.
 - No. 50.
 - No. 51. Geology of the Bighorn Mountains. — DARTON. 4ⁿ.
 - No. 52. Geology and underground waters of the Arkansas Valley in Eastern Colorado. — DARTON.

Washington. Professional Paper:

No. 53. Geology and waterresources of Bighorn-Basin, Wioming. — CASSIUS and A. FISHER.

No. 54.

No. 55. Ore deposites of Silver peak quadrangle, Nevada. — SPURR.

No. 57. Geology of the Marysville Mining District, Montana. — BABRELL. J.

— Water Supply and Irrigations Papers:

1907. No. 155. Fluctuations of waterlevel in wells, especially on Long Island. — VEATCH.

No. 156. Water powers of Northern Wisconsin. — SMITH.

No. 158. Geology and Underground Waters oft the Roswell Artesian area, New Mexico. — FISHER.

No. 159. Summary of Underground Water Resources of Mississippi. — CRIDER and JOHNSON.

No. 160. Underground waterpapers 1906. — FULLER and others.

No. 161. Quality of water in Upper Ohio River Basin and at Erie. — LEWIS.

No. 162. Destructive floods in the United States 1905. — MURPHY ando thers.

No. 163. Underground water literature in United States in 1905. — FULLER an others.

No. 164. Underground water of Tennessee and Kentucky west of Tennessee River. — GLENN.

No. 170. Progress of stream measurements 1905, part. VI. — KORTON, HANNA and HOYT.

No. 172. Progress of stream measurements 1905, part. VIII. — BABB, HINDERLIDER and HOYT.

No. 173. Progress of stream measurements 1905, part. IX. — HINDERLIDER, GILES and HOYT.

No. 174. Progress of stream measurements 1905, part. X. — TAYLER and HOYT.

No. 175. Progress of stream measurements 1905, part. XI. — HINDERLIDER and SWENDSEN.

No. 176. Progress of stream measurements 1905, part. XII. — HINDERLIDER, SWENDSEN and THURTELL.

Washington. Water Supply and Irrigations Papers:

1907. No. 177. Progress of stream measurements 1905, part. XIII. — CLAPP and HOYT.
- No. 178. Progress of stream measurements 1905, part. XIV. — ROSS, WHISTLER and NOBLE.
- No. 179. Prevention of stream pollution by distillery refuse. — STABLER.
- No. 180. Turbine water-wheel tests and power tables. — HORTON.
- No. 181. Geology and water resources of Owens Valley, California. — LEE.
- No. 182. Flowing wells in Southern Peninsula of Michigan I. — SEVERETT and others. 1906.
- No. 183. Flowing wells in Southern Peninsula of Michigan II.
- No. 184. The underflow of the South Platte Valley. — SLICHTER and WOLFF.
- No. 185. Investigations of the purification of Boston Sewage. — WINSLOW and PHELPS.
- No. 186. Stream pollution by acid-iron wastes. — STABLER.
- No. 187. Determination of stream flow during the frozen season. — BARROWS and HERTON.
- No. 188. Water resources of the Rio Grande Valley in New Mexico. — LEE. 1907.
- No. 189. The prevention of stream pollution by strawboard waste. — PHELPS.
- No. 190. Undergroundwaters of coastal plain of Texas. — TAYLOR.
- No. 191. Geology and water resources, Passhandle of Texas. — GOULD.
- No. 192. The Potomac River Basin. — PARKER, WILLIS, BOKSTER, ASCHE, MARSH.
- No. 193. Quality of Surface Waters in Minnesota. DOLE, R. B. and WESBROOK, F.
- No. 194. Pollution of Illinois and Mississippi Rivers by Chicago Sewage. — LEIGHTON, M. O.
- No. 195. Undergroundwaters of Missouri. — SHEPARD, E. M.
- No. 196. Water supply of Nome Region, Seward Peninsula, Alaska, 1906. — HOLT and HENSHAW.

- Washington. Water Supply and Irrigations Papers:
 1907. No. 197. Waterresources of Georgia. — HALL, B. M. and HALL, M. R.
 No. 198. Waterresources of Kennebec-Bassin, Maine. — BARRON and WHIPPLE.
 No. 199. Undergroundwater in Sanpete.
 No. 200. Weir experiments coefficients and formulas. — HORTON, R. P.
 No. 201. Surface water supply, Atlantic Coad of New England Drainage 1906.
 No. 202. Hudson, Passaic, Raritan, and Delaware River Drainages 1906.
 No. 203. Surface water supply of Middle Atlantic States.
 No. 204. Surface water supply, Southern Atlantic and Eastern Gulf States 1906.
 No. 205. Surface water supply, Ohio and Lower Eastern Mississippi Drainages 1906.
 No. 206. Surface water supply, Great Lakes and St. Law River Drainages.
 No. 208. Surface water supply, Missouri River Drainage.
- Wien und Leipzig. Geologisches und Paläontologisches Institut der Universität Wien. Mitteilungen, XIX, 4; XX, 1, 2, 3, 1897—1906.
- Wien. K. K. geolog. Reichsanstalt. Jahrbuch 56, 3, 4, 1906; 57, 1, 2, 3, 1907. Verhandlungen 1906, 5—18; 1907, 1—10. Abhandlungen XVIII, 2, 1907.
- K. K. naturhistorisches Hofmuseum. Annalen XX, 4, 1905; XXI, 1, 2, 1906.
- K. K. Akademie der Wissenschaften. Sitzungsberichte, Abt. I, 1906, 115, 1—10; Abt. IIa, 1906, 115, 1—10; Abt. IIb, 1906, 115, 1—10. — Erdbebenkommission. Mitteilungen N. F. 31 (1906).
- Wiesbaden. Verein für Naturkunde. Jahrbuch 56 (1903).
- Zürich. Naturforsch. Gesellschaft. Vierteljahrs-Schrift 51, 2, 3, 4, 1906; 52, 1, 2, 1907.
- Schweizerische geolog. Commission der naturf. Ges. Beiträge zur Geologie der Schweiz IV, geotech. Serie. Die schweizerischen Tonlager. — XXVI: 1. Die Grünschiefer im Jura und Trias des Simplongebietes.

B. Einzelwerke und Sonderabdrücke:

- AHLBURG, JOHANNES: Die Trias im südlichen Oberschlesien. Berlin 1906. = Abh. geol. Landesanst. Berlin, N. F. H. 50.
- AMBRONN, C.: Die geologischen Verhältnisse und die chemische Zusammensetzung der Pyroxenquarzporphyre und der Pyroxengranitporphyre im Leipziger Kreise. Inaug.-Dissert. Leipzig 1907.
- BÄRTLING, R.: Zur Frage der Entwässerung lockerer Gebirgsschichten als Ursache von Bodensenkungen, besonders im rheinisch-westfälischen Industriebezirk. Aus: Zeitschr. f. prakt. Geol. XV, 5. Berlin 1907.
- BARDARSON, G. G.: *Purpura lapillus* L. i haevede Lag paa Nordkysten af Island. Aus: Vidensk. Meddel. fra den naturh. Foren. i Kbhvn. 1906.
- BECKER, E.: Der Wartenberg bei Geisingen in Baden. Stuttgart 1906. Aus: Festschrift zum 70. Geburtstage von H. ROSENBUSCH.
- BERGT, W.: Aschenstruktur in vogtländischen Diabastuffen. Aus: Abhandl. d. naturw. Ges. Isis in Dresden 1900.
- Beitrag zur Petrographie der Sierra Nevada de Santa Marta und der Sierra de Perija in Südamerika. Inaug.-Dissert., Leipzig. Wien 1888.
 - Das erste Anhydritvorkommen in Sachsen (und Böhmen). Aus: Abh. d. naturw. Ges. Isis in Dresden 1899.
 - Das Gabbromassiv im bayerisch-böhmischen Grenzgebirge. Aus: Sitz.-Ber. Ak. Wiss. Berlin XVIII, 1905.
 - Das Gabbromassiv im bayerisch-böhmischen Grenzgebirge. Aus: Sitz.-Ber. Ak. Wiss. Berlin XXII, 1906.
 - Der Plänerkalkbruch bei Weinböhla. Aus: Abh. d. naturw. Ges. Isis in Dresden 1900.
 - Die Abteilung für vergleichende Länderkunde am städtischen Museum für Völkerkunde zu Leipzig. Aus: Jahrb. d. Mus. f. Völkerkunde zu Leipzig 1906.
 - Die Gesteine der Ruinenstätte von Tianhuanaco im alten Peru (Bolivia).
 - Die Melaphyrgänge am ehemaligen Eisenbahntunnel im Plauenschen Grunde bei Dresden.
 - Die Phyllitformation am Südostflügel des sächsischen Granulitgebirges ist nicht azoisch. Aus: Centralbl. Min. Stuttgart 1905.
 - Radiolarienführende Kieselschiefer im „Kambrium“ von Tharandt in Sachsen. Aus: wie vor.
 - Stauchungen im Liegenden des Diluviums in Dresden. Aus: Abh. d. naturw. Ges. Isis in Dresden 1903.
 - Über einige sächsische Minerale. Aus: wie vor.
 - Über einen Kieseloolith aus Pennsylvanien.
 - Über einige sächsische Gesteine. Mitteilung a. d. K. mineral-geol. Museum nebst der prähistor. Samml. in Dresden. Dresden 1902.
 - Zur Einteilung und Benennung der Gabbrogesteine. Aus: Centralbl. Min. 1906, 1. Stuttgart 1906.
 - Zur Geologie des Coppename- und Nickerietales in Surinam (Holländisch-Guyana). Aus: Samml. d. Geol. Reichs-Mus. in Leiden (2) II, 2. Leiden 1902.
 - Zur Geologie von San Domingo. Aus: Abh. d. naturw. Ges. Isis in Dresden 1897.

- BEYSCHLAG, F. und MICHAEL, R.: Über die Grundwasserverhältnisse der Stadt Breslau. Aus: Z. f. prakt. Geol. XV, 5. Berlin 1907.
- BODMAN, GOSTA: Om isomorfi mellan salter of vismut och de sällsynta jordmetallerna. Akademisk afhandling. Uppsala 1906.
- BRAUN, G.: Beiträge zur Morphologie des nördlichen Apennin. Aus: Z. der Gesellsch. für Erdkunde zu Berlin, Jahrg. 1907. 7 und 8.
- BROGGER, W. C.: Die Mineralien der südnorwegischen Granitpegmatitgänge. Aus: Vid. Selk. Skr. M. N. Kl. 1906, Nr. 6. Kristiania 1906.
- BRUN, ALF.: Quelques recherches sur le Volcanisme. Partie 2. Genève 1906. Aus: Archives des sciences physiques et naturelles 1906.
- BURCKHARDT, C., et SCALLA, S.: Géologie des environs de Zacatecas. Congrès géologique intern., Mexiko 1906. 16 (Excursion du Nord).
- BUXTOEF, A.: Zur Tektonik des Kettenjura. Aus: Bericht über die 40 Versamml. d. Oberrheinisch. geolog. Vereins z. Lindau, 1907.
- COSYNS, G.: Analyse des cendres volcaniques tombées à Ottajano (Vésuve) le 14. avril 1906. Aus: Bull. de la Soc. chimique de Belgique XX. Bruxelles 1906.
- L'origine de la grotte de Rosée à Engihoul près d'Engis (Liège). Aus: Revue de l'Univers. de Bruxelles. Liège 1907.
- CREDNER, H.: Die sächsischen Erdbeben während der Jahre 1904 bis 1906. Aus: Ber. der math.-phys. Klasse d. Kgl. Sächs. Ges. d. Wiss. zu Leipzig 59, 1907.
- CROOK, A. R.: A history of the Illinois state museum of natural history. Springfield, Ill. 1907.
- CURRIE, J.: The mineralogy of the Faeröes arranged topographically. Aus: Transact. of the Edinburgh Geol. Soc. IX, 1.
- DARTON, N. H.: Geology of the Owl Creek Mountains with notes on resources of adjoining regions in the ceded portion of the Shoshone Indian Reservation, Wyoming. Washington 1906.
- DUPARC, L., et MONNIER, ALFR.: Traité de Chimie analytique qualitative suivi de tables systématiques pour l'analyse minérale. Genf und Paris 1908.
- ERDMANNSDÖRFFER, O. H.: Beiträge zur chemisch-petrographischen Kenntnis des Brockenmassivs. Aus: Jahrb. geol. Landesanstalt (1906). XXVII, 2. Berlin 1906.
- Über Resorptionerscheinungen an Einschlüssen von Tonschieferhornfels im Granit des Brockenmassivs. Aus: wie vor (1907). XXVIII, 1. Berlin 1907.
- Über Vertreter der Essexit-Theralithreihe unter den diabasartigen Gesteinen der deutschen Mittelgebirge. Aus: Diese Zeitschrift 59, 1907. Monatsber. 2.
- ETZOLD, F.: Siebenter Bericht der Erdbebenstation Leipzig. I. Die in Leipzig und Plauen vom 1. Januar bis 31. Dezember 1906 aufgezeichneten Seismogramme. II. Die in Leipzig vom 1. Januar bis 31. Dezember 1906 aufgezeichneten pulsatorischen Bewegungen. Aus: Ber. d. math.-phys. Kl. d. Kgl. Sächs. Ges. d. Wiss. z. Leipzig 59.
- Achter Bericht der Erdbebenstation Leipzig. Aus: Ber. d. math.-phys. Klasse d. Kgl. Sächs. Ges. d. Wiss. zu Leipzig 59, 1907.
- FELIX, J.: Korallen aus ägyptischen Miocänbildungen. Aus: Diese Zeitschrift 55, 1903.
- Korallen aus portugiesischem Senon. Aus: Diese Zeitschrift 55, 1903.

- FELIX, J.: Studien über tertiäre und quartäre Korallen und Riffkalke aus Ägypten und der Sinaihalbinsel. Aus: Diese Zeitschrift 56, 1904.
- Studien über fossile Pilze. Aus: Diese Zeitschrift 46, 1894.
 - Über die Gattung *Amphipora*. Aus: Sitz.-Ber. d. naturf. Ges. z. Leipzig.
 - Über die Gattung *Hydnophoris* SÖHLE. Aus: wie vor.
 - Über eine Korallenfauna aus der Kreideformation Ostgaliziens. Aus: Diese Zeitschrift 58, 1906.
 - Über einige fossile Korallen aus Columbien. Aus: Sitz.-Ber. d. math.-phys. Klasse d. Kgl. Bayer. Ak. d. Wiss. 35. München 1905.
 - Über Hippuritenhorizonte in den Gosauschichten der nordöstlichen Alpen. Aus: Centralbl. Min. Stuttgart 1905.
 - Verkiesselte Korallen als Geschiebe im Diluvium von Schlesien und Mähren. Aus: Centralbl. Min. Stuttgart 1903.
- FESTSCHRIFT, ADOLF v. KOENEN gewidmet von seinen Schülern zu seinem 70. Geburtstag am 21. 3. 1907. Stuttgart 1907.
- FINCKH, Über Ergebnisse seiner Untersuchungen an ostthüringischen (vogtländischen) Diabasen. Aus: Diese Zeitschrift 59, 1907. Monatsber. 2.
- FISCHER-TREUFELD, R. v.: Paraguay in Wort und Bild. Berlin 1906.
- FLIEGEL, G.: Pliocäne Quarzschotter in der niederrheinischen Bucht. Aus: Jahrb. geol. Landesanst. (1907) XXVIII, 2. Berlin 1907.
- Die niederrheinische Braunkohlenformation. Aus: Handbuch f. d. Deutschen Braunkohlenbergbau. Herausgeg. von G. KLEIN. Halle a. S. 1907.
- FUCHS, A.: Die Stratigraphie des Hunsrückschiefers und der Unterkoblenzschichten am Mittelrhein nebst einer Übersicht über die spezielle Gliederung des Unterdevons mittelhheinischer Facies und die Faciesgebiete innerhalb des rheinischen Devons. Aus: Diese Zeitschr. 59, 1907.
- GAGEL, C.: Über das Alter und die Lagerungsverhältnisse des Schwarzenbecker Tertiärs. Aus: Jahrb. Preuß. geol. Landesanst. (1906) XXVII, 3. Berlin 1907.
- Über die untereocänen Tuffschichten und die paläocäne Transgression in Norddeutschland. Aus: Jahrb. Preuß. geol. Landesanst. (1907) XXVIII, 1. Berlin 1907.
 - Über die Bedeutung und Herkunft der westbaltischen untereocänen Tuff-(Asche-)Schichten. Aus: Centralbl. Min. 1907, Nr 22.
- GASPERINI, G.: La fitogenesi delle terre rosse, gialle e bolari e la importanza delle *Beggiatoaceae* per la circolazione e deposizione de ferro. Firenze 1907.
- GOTHAN, W.: Fossile Hölzer aus dem Bathonien von Russisch-Polen. Aus: Verhandl. d. Russ.-Kais. miner. Ges. z. St. Petersburg 44, 1. St. Petersburg 1906.
- Pflanzengeographisches aus der paläozoischen Flora. Aus: Naturwiss. Wochenschr. N.F. VI, 38. Berlin 1907.
 - Über die Wandlungen der Hofüpfelung bei den Gymnospermen im Laufe der geologischen Epochen und ihre physiologische Bedeutung. Aus: Sitz.-Ber. d. Ges. naturf. Freunde 1907, Nr. 2.
- GRUPE, O.: Beiträge zur Kenntnis des Wellenkalks im südlichen Hannover und Braunschweig. Aus: Jahrb. geol. Landesanst. Berlin (1905) XXVI, H. 3.
- GÜRICH, G.: Les Spongiostromides du Viséen de la province de Namur. Extr. des mém. du musée royal d'histoire nat. d. Belgique III.

- HÄBERLE, D.: Zur Messung der Fortschritte der Erosion und Denudation. Aus: N. Jahrb. Min. 1907, I. Stuttgart 1907.
- HAMBLOCH, A.: Der rheinische Schwemmstein und seine Anwendung in der Bautechnik. Stuttgart 1903.
- Der rheinische Traß als hydraulischer Zuschlag in seiner Bedeutung für das Baugewerbe, Andernach a. Rh. 1903.
 - Der Leucittuff von Bell. Andernach a. Rh. 1904.
 - Le tuf leucite de Bell. Andernach a. Rh. 1904.
 - Tuffstein und Traß. Aus: Der Steinbruch 1906, H. 11.
 - Über das Wesen der Erhärtung von Kalk. Aus: Baumaterialienkunde XI, 1906, H. 21.
 - Traß und seine praktische Verwendung im Baugewerbe. Selbstverlag des Verfassers. 1908.
- HANDLIRSCH, A.: Fossil insects and the development of the class Insecta. Aus: The Popular Sciences Monthly I, 1907.
- HARBORT, E.: Ein geologisches Querprofil durch die Kreide-, Jura- und Triasformation des Bentheim-Isterberger Sattels. Aus: Festschr. z. 70. Geburtstage v. Ad. v. KOENEN, gewidmet von seinen Schülern. Stuttgart 1907.
- HAUG, E.: Traité de Géologie. — I. Les Phénomènes géologiques. Paris.
- HEIM, A.: I. Zur Frage der exotischen Blöcke im Flysch, mit einigen Bemerkungen über die subalpine Nagelfluh. — II. Über den Berglitenstein und die Grabser Klippe. Aus: Eclogae geologicae Helvetiae IX. Lausanne 1907.
- HENKE, W.: Zur Stratigraphie des südwestlichen Teiles der Attendorn-Elsper Doppelmulde. Inaug.-Dissert. Göttingen 1907.
- HENDRIKSON, G.: Sundry geological Problems. Christiania 1906.
- HERMANN, P.: Beitrag zur Kenntnis der Kalk-Magnesium-Orthosilikatreihe. Aus: Mitteil. des Kgl. Materialprüfungsamts Groß-Lichterfelde-West 1906.
- HERMANN, R.: Mitteilung über die östliche Randverwerfung des fränkischen Jura. Aus: Diese Zeitschr. 59, 1907. Monatsber. 6/7.
- Über das Vorkommen hohler Zähne bei fossilen und lebenden Tieren. Aus: Sitz.-Ber. d. Ges. naturf. Freunde. Nr 7, 1907.
- HESS VON WICHENDORFF, HANS, und RANGE, PAUL: Über Quellmoore in Masuren (Ostpreußen). Aus: Jahrb. geol. Landesanst. Berlin (1906) XXVII, H. 1. Berlin 1906.
- HINDEN, F.: Das Aufschließen von Silikaten mittelst Flußsäure und Salzsäure. Mitteil. a. d. chemisch. Laborat. des Mineralog.-Geol. Inst. d. Univers. Basel. Aus: Zeitschr. für Analyt. Chemie.
- HOLMBERG, OTTO: Om framställning af ren neodymoxid och om tvänne nya metoder för separering af sällsynta jordarter. Akademisk afhandling. Uppsala 1906.
- HUSSAK, E.: Über das Vorkommen von gediegen Kupfer in den Diabasen von São Paulo. Aus: Centralbl. Min. 1906, Stuttgart 1906.
- Über das Vorkommen von Palladium und Platin in Brasilien. Aus: Zschr. prakt. Geol.
 - Über die Diamantlager im Westen des Staates Minas Geraes und der angrenzenden Staaten Sao Paulo und Goyaz, Brasilien. Aus: Zschr. prakt. Geol.
 - Über die sogenannten „Phosphat-Favas“ der diamantführenden Sande Brasiliens. Aus: Tscherm. petr. Mitt. XXV, Wien 1906.
 - Über Gyrolith und andere Zeolithe aus dem Diabas von Moggyguassu, Staat São Paulo, Brasilien.
 - Über die chemische Zusammensetzung des Chalmersit.

- JAEKEL, O.:** Über die Körperform der Holopocriniten. Aus: N. Jahrb. Min. Festband 1907. Stuttgart 1907.
- Über *Pholidosteus* nov. gen., die Mundbildung und Körperform der Placodermen. Aus: Sitz.-Ber. Ges. naturf. Freunde. Jahrg. 1907, Nr 6.
- JENTZSCH, A.:** Die Braunkohlenformation in den Provinzen Posen, Westpreußen und Ostpreußen. Aus: Handbuch für den Deutschen Braunkohlenbergbau. Herausgeg. von G. KLEIN. Halle a. S. 1907.
- JENTZSCH, F.:** Die Radioaktivität der Kissinger Heilquellen. Aus: Physik. Zeitschr. VIII Nr 24. Berlin.
- KAISER, E.:** Über Verwitterungserscheinungen an Bausteinen. 1. Der Stubensandstein aus Württemberg, namentlich in seiner Verwendung am Kölner Dom. Aus: N. Jahrb. Min., Jahrg. 1907, II. Stuttgart 1907.
- KEIDEL, H.:** Über den Bau der argentinischen Anden. Aus: Sitz.-Ber. d. Kaiserl. Akad. d. Wiss. in Wien. Math.-naturw. Kl. 116, 1. Wien 1907.
- KINKELIN, F.:** Der Boden von Lindau im Bodensee und Umgegend. Aus: Schriften d. Ver. f. Geschichte d. Bodensees 36, 1907.
- KLAUTZSCH, A.:** Der jüngste Vulkanausbruch auf Savaii, Samoa. Aus: Jahrb. Geol. Landesanst. f. 1907. XXVIII, 2. Berlin 1907.
- Bericht über die wissenschaftlichen Ergebnisse der Aufnahmen auf den Blättern Lötzen, Gr. Steinort und Aweyden im Jahre 1898. Aus: Jahrb. geol. Landesanst. Berlin für 1898.
- Die Gesteine der ecuadorianischen West-Cordillere von den Ambato-Bergen bis zum Azuay. Berlin 1898. 4^o. Aus: REISS, W., und STRÜBEL, A.: Das Hochgebirge von Ecuador I.
- Bericht über die Aufnahmen auf den Blättern Seehesten und Sensburg im Jahre 1899. Berlin 1900. Aus: Jahrb. geol. Landesanst. Berlin für 1899.
- Die geologische Landesuntersuchung Spaniens und Portugals. Aus: Zeitschr. prakt. Geol. IX, 1901.
- Endmoränen, Terrassen, Miocän, Bl. Schmollainen. — Staubecken, Grundwasserhorizonte, Blatt Wartenburg. — Endmoränen auf Blatt Wenden. — Endmoränen, Blätter Heilsberg und Wernegitten. Aus: Jahrb. geol. Landesanst. Berlin (1902) XXIII. Berlin 1905.
- Zur Geschichte der geologischen Forschung im Herzogtum Coburg. Aus: Aus den coburg-gothaischen Landen. Heimatblätter H. 4, 1906.
- Die geologischen Verhältnisse des Großen Moosbruches in Ostpreußen unter Berücksichtigung der jetzigen Pflanzenbestände. Aus: Jahrb. geol. Landesanst. Berlin (1906) XXVII, H. 2. Berlin 1906.
- KLEMM, G.:** Die Trachyte des nördlichsten Odenwaldes. Darmstadt 1905. Aus: Notizblatt des Vereins f. Erdkunde u. der Großh. geol. Landesanst. zu Darmstadt (4) XXVI.
- Bericht über Untersuchungen an den sogenannten „Gneissen“ und den metamorphen Schiefergesteinen der Tessiner Alpen. Aus: Sitz.-Ber. Ak. Wiss. Berlin 1906.
- KOEHNE, W.:** Geologische Geschichte der Fränkischen Alp. Aus: Festschrift z. XVI. Deutsch. Geographentag 21.—23. Mai 1907 in Nürnberg. Nürnberg 1907.
- Vorläufige Mitteilung über eine Obercoblenz-Fauna in Sphärosiderit-schiefern im südlichen Sauerlande. Aus: Jahrb. Geol. Landesanst. Berlin (1907). XXVIII, 2. Berlin 1907.

- KOEHNE, W.: Notizen über die Alpüberdeckung im nördlichen Frankenjura. Aus: Diese Zeitschrift 59, 1907.
- VON KOENEN, A.: Über das Auftreten der Gattungen und Gruppen der Ammonitiden in den einzelnen Zonen der unteren Kreide Norddeutschlands. Aus: Nachr. d. K. Ges. d. Wiss. z. Göttingen. 1907.
- Über scheinbare und wirkliche Transgressionen. Aus: Nachr. d. K. Ges. d. Wiss. z. Göttingen. 1906.
 - Zur Entstehung der Salzlager Norddeutschlands. Aus: Nachr. d. K. Ges. d. Wiss. z. Göttingen. 1905.
- KRETSCHMER, F.: Mineralien, Eisenerze und Kontaktgebilde auf dem Schalteinzuge Sternberg—Bennisch. Aus: Centralbl. Min. 1907, Nr 11.
- Die Sinterbildungen vom Eisenerzbergbau Quittein nächst Müglitz (Mähren). Aus: Jahrb. k. k. geol. Reichsanst. Wien 57, 1, 1907.
- KRUSCH, P.: Die Untersuchung und Bewertung von Erzlagerstätten. Stuttgart, Verlag von FERD. ENKE, 1907.
- Die Einteilung der Erze mit besonderer Berücksichtigung der Leiterze sekundärer und primärer Teufen. Aus: Zs. prakt. Geol. XV, 5. Berlin 1907.
 - und WUNSTORF: Das Steinkohlengebirge nordöstlich der Roer nach den Ergebnissen der Tiefbohrungen und verglichen mit dem Cardiffdistrikt. Aus: Glück auf 48, 15. Essen-Ruhr 1907.
- LAUBE, G. C.: Über einige fossile Echiniden von den Murraycliffs in Südastralien. Aus: Sitz.-Ber. Ak. Wiss. Wien 59, 1869, Abt. 1.
- Die Echiniden der Österreichisch-Ungarischen oberen Tertiärlagerungen. Wien 1871. Aus: Abh. Ak. Wiss. Wien V.
 - Über den Einfluß atmosphärischer Niederschläge auf Thermalquellen, insbesondere den des Wolkenbruches vom 13. Juni 1889 auf die von Franzensbad. Aus: Lotos, N. F. XI, 1891.
 - *Pygmaeochelys Michelobana*, ein neuer Schildkrötenrest aus dem böhmischen Turon. Aus: Lotos, N. F. XVI, 1896.
 - Andriasreste aus der böhmischen Braunkohlenformation. Prag 1897. Aus: Abhandlungen des Deutschen naturwissenschaftlich-medizinischen Vereines für Böhmen „Lotos“ I.
 - Bericht über Siluridenreste aus der böhmischen Braunkohlenformation. Aus: Verh. Geol. Reichsanst. Wien 1897.
 - Amphibienreste aus dem Diatomaceenschiefer von Suloditz im böhm. Mittelgebirge. Prag 1898. 4^o Aus: Abhandlungen des Vereines „Lotos“ I.
 - Die an der Urquelle in Teplitz am 1. November 1755 während des Erdbebens von Lissabon wahrgenommenen Erscheinungen. Aus: Sitz.-Ber. des Deutschen naturwissenschaftlich-medizinischen Vereines f. Böhmen „Lotos“ 1898.
 - Die im Auftrage der böhmischen Sparcasse durchgeführten Vorarbeiten zur Wasserversorgung von Prag und seinen Vororten. Prag 1899. Ebendaraus 1899.
 - Salmoniden aus der böhmischen Braunkohlenformation. Ebendaraus 1900.
 - Synopsis der Wirbelthierfauna der böhmischen Braunkohlenformation und Beschreibung neuer, oder bisher unvollständig bekannter Arten. Im Anhang: SCHLOSSER, MAX. Nachtrag zur Säugetierfauna der böhmischen Braunkohlenformation. Prag 1901. = Beiträge zur Kenntnis der Wirbelthierfauna der böhmischen Braun-

- kohlenformation. Im Auftr. d. Ges. z. Förd. deutsch. Wiss., Kunst u. Lit. in Böhmen herausgegeben.
- LAUBE, G. C.: Der geologische Aufbau von Böhmen. 2., neu bearb. Aufl. (Prag 1905.) = Sammlung gemeinnütziger Vorträge. Hrag. vom Deutschen Vereine zur Verbreitung gemeinnütziger Kenntnisse in Prag. Nr 32.
- Fischreste aus den Cyprisschiefern des Egerlandes. 1905. Aus: Sitz.-Ber. des Deutschen naturw.-medizin. Vereines f. Böhmen „Lotos“ 1905.
- LEIVISKÄ, J.: Über die Oberflächenbildungen Mittel-Ostbottniens und ihre Entstehung. Helsingfors 1907.
- LEUCHS, K.: Die geologische Zusammensetzung und die Geschichte des Kaisergebirges. Inaug.-Dissert., München. Aus: Ferdin. Zeitschr. (3) 51. Innsbruck 1907.
- LOUDERBACK, G. D.: Benitoite, a new California gem mineral. Aus: Univers. of California public., Bull. of the Depart. of Geol. V, 9. Berkeley 1907.
- The relation of radioactivity to vulcanism. Aus: Journ. of Geol. XIV, 8. Chicago 1906.
- ŁOZINSKI, W., Ritter v.: Quartärstudien im Gebiete der nordischen Vereisung Galiziens. Aus: Jahrb. k. k. Geol. Reichsanst. 57, 1 u. 2. Wien 1907.
- Die Karsterscheinungen in Galizisch-Podolien. Aus: Jahrb. d. k. k. Geol. Reichsanst. 57, 4. Wien 1907.
- Die diluviale Seebildung im Nordgalizischen Tieflande. Aus: Bull. de l'acad. des scienc. de Cracovie, classe de scienc. math. et natur. Cracovie 1907.
- LÜDTKE, F.: Die Geologie im erdkundlichen Unterricht höherer Schulen. In: Jahresber. der Kgl. Realschule zu Wollstein. Wollstein 1907.
- MACCO, A.: Die Aussichten des Bergbaus in Deutsch-Südwestafrika. Berlin 1907.
- MANDY, J. T.: Geologische Untersuchung in der Umgebung des Hauenstein-Tunnels, Schweizer Jura. Inaug.-Dissert., Freiburg i. Br. 1907.
- MARTIN, J.: Beitrag zur Kenntnis der erratischen Basalte. Aus: Diese Zeitschrift 59, 1907.
- MARTIN, K.: Die Fossilien von Java. Auf Grund einer Sammlung von Dr. R. D. M. VERBEEK. H. 10: Mollusken. Leiden 1906. = Sammlungen des geologischen Reichs-Museums in Leiden, N. F. I, 10.
- MARTIN, R.: Revision der obereocänen und unteroligocänen Creodonten Europas. Aus: Revue suisse de Zoologie XIV. Genève 1906.
- MASCKE, E.: Die Stephanoceras-Verwandten in den Coronatenschichten von Norddeutschland. Inaug.-Dissert. Göttingen 1907. 2 Exemplare.
- MERRILL, G., P.: On a newly found meteorite from Selma, Dallas County, Alabama. Aus: Proceed. of the Unit. States Nat. Museum 32. Washington.
- On a peculiar form of metamorphism in siliceous sandstone. Aus: Proceed. of the U. St. national museum 32. Washington 1907.
- und TASSIN, W.: Notes on the composition and structure of the Hendersonville, North Carolina, meteorite. Aus.: Proceed. of the Unit. States Nat. Museum 32. Washington.
- MESTWERDT, A.: Über Störungen am Falkenhagener Liasgraben. Aus: Festschrift z. 70. Geburtstage von Ad. v. KOENEN. Stuttgart 1907.

- MEYER, E.: Die jüngeren Braunkohlenvorkommen im östlichen Teile des Regierungsbezirks Merseburg (Südabhang des Fläming und Gegend von Bitterfeld). Aus: „Handbuch f. d. Deutsch. Bergkohlenbergbau“ herausgeg. v. G. KLEIN. Halle a. S. 1907.
- Aufnahmeergebnisse aus dem südlichen Fläming. Bericht über die Aufnahme der Blätter Straach und Hundeluft in den Jahren 1903 und 1904. Berlin 1906. Aus: Jahrb. geol. Landesanst. Berlin XXV: 1904, H. 4.
- MEYER, W.: Die Porphyre des westfälischen Diluviums. Inaug.-Diss., Münster. Aus: Centralbl. f. Min. 1907. Stuttgart 1907.
- MICHAEL, R.: Über die Altersfrage der oberschlesischen Tertiärablagerungen. Aus: Diese Zeitschr. 59, Monatsber. 2. 1907.
- Über die Frage der Orlauer Störung im oberschlesischen Steinkohlenbecken. Aus: Diese Zeitschr. 59, Monatsber. 2. 1907.
- Über die Verbreitung des Keupers im nördlichen Schlesien. Aus: Jahrb. d. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. (1907) XXVIII, 2. Berlin 1907.
- Das Alter der in den Tiefbohrungen von Lorenzdorf in Schlesien und Przeciszow in Galizien aufgeschlossenen Tertiärschichten. Aus: wie vor.
- Über neuere Aufschlüsse unterkarbonischer Schichten vom Ostrand des oberschlesischen Steinkohlenbeckens. Aus: wie vor.
- NAUMANN, E., und PICARD, E.: Über Ablagerungen der Ilm und Saale vor der ersten Vereisung Thüringens. Aus: Jahrb. Preuß. geol. Landesanst. (1907) XXVIII, 1. Berlin 1907.
- NIETHAMMER, G.: Die Klippen von Giswyl am Brünig. Aus: Centralbl. f. Min. 1907. Nr. 16. Stuttgart 1907.
- NOEL, M. E.: Esquisse de la structure du géanticalinal vosgien et géosynclinal lorrain. Aus: Bull. soc. scienc. Nancy. Nancy 1907.
- NOPCSA, F., Baron v.: Zur Geologie der Gegend zwischen Gyulafehérvár, Déva, Ruszkabánya und der rumänischen Landesgrenze. Budapest 1905. Aus: Mitteilungen a. d. Jahrb. d. Kgl. ungar. geol. Anstalt XIV.
- OEBBEKE, R.: F. v. KOBELLS Tafeln zur Bestimmung der Mineralien mittels einfacher chemischer Versuche auf trockenem und nassem Wege. 15. neu bearb. und vermehrte Auflage von K. OEBBEKE. München 1907.
- PENECKE, KARL ALPHONS: Marine Tertiär-Fossilien aus Nordgriechenland und dessen türkischen Grenzländern. Wien 1896. 4^o. Aus: Denkschriften d. math.-naturw. Klasse d. K. Akad. d. Wissensch. 64.
- Das Sammelergebnis Dr. FRANZ SCHAFFERS aus dem Oberdevon von Hadschin im Antitaurus. Wien 1903. Aus: Jahrb. Geol. Reichsanst. Wien 53.
- PHILIPP, H.: Vorläufige Mitteilungen über Resorptions- und Injektionserscheinungen im südlichen Schwarzwald. Aus: Centralbl. Min. 1907.
- PHILIPPI, E.: Die Störungen der Kreide und des Diluviums auf Jasmund und Arkona (Rügen). Berlin. Aus: Zeitschrift für Gletscherkunde I, 1906.
- PILZ, R.: Die Bleiglanzlagerstätten von Mazarrón in Spanien. Inaug.-Diss., Freiberg i. S. 1907.
- PREISWERK, H.: Die Kieslagerstätten von Aznalcollar, Prov. Sevilla. Bemerkung zu der Arbeit von B. WETZIG: Beiträge zur Kenntnis der Huelvaner Kieslagerstätten. Aus: Zeitsch. f. prakt. Geologie XIV, 8. 1906.

- RAUFF, H., KAISER, E. und FLIEGEL, G.: Bericht über die Exkursionen der Deutschen geologischen Gesellschaft nach der Versammlung in Koblenz (August 1907). Aus: Diese Zeitschrift 58, 1906.
- REGELMANN, O.: Erdbebenherde und Herdlinien in Südwestdeutschland. Aus: Jahrb. d. Ver. f. vaterl. Naturk. i. Württemberg. Stuttgart 1907.
- REID, H. F., et MURET, E.: Les variations périodiques des glaciers. (Commission internationale des glaciers.) Aus: Zeitschr. f. Gletscherkunde. Berlin.
- RICCIARDI, L.: L'evoluzione minerale pressa in dubbio del Prof. GIUSEPPE MERCALLI. Aus: Boll. della Soc. d. Natur. in Napoli 1907. Napoli 1907.
- L'unità delle energie cosmiche. 1907.
 - Il vulcanismo nella mitologia e nella scienza. Napoli 1907.
- RINNE, F., u. BOEKE, H. E.: El Inca, ein neues Meteoreisen. Aus: N. Jahrb. Min. Festband. Stuttgart 1907.
- RUMPF, JOHANN: Einiges von den Mineralquellen in und bei Radein. Aus: Tschermarks mineralogischen und petrographischen Mitteilungen XXV. Wien 1906.
- RUTOT, A.: Sur quelques découvertes paléolithiques faites dans la vallée du Rhin. Bruxelles 1904. Aus: Bulletin de la Société d'anthropologie de Bruxelles XXIII.
- Sur la non-existence, comme terme autonome de la série quaternaire, du limon dit „des hauts plateaux“. Bruxelles 1905. Aus: Bulletin de la Société belge de géologie, de paléontologie et d'hydrologie, Bruxelles XVIII, 1904.
 - Sur la présence de l'assise de Herve dans le sous-sol de Bruxelles.
 - Sur l'âge de la glauconie de Loncée. Bruxelles 1905. Eben-daraus XIX, 1905.
- SACCO, F.: Essai schématique de Sélénologie. Turin 1907.
- Le pieghe degli gneiss tormaliniferi della bassa Val di Susa. Aus: Atti del Congresso dei Naturalisti Italiani. Milano 1907.
- SCHMIDT, CARL: Bericht über die Exkursion nach dem Rickentunnel, nach Üznach und dem Toggenberg. Aus: Bericht über die 88. Vers. des Oberrheinischen geol. Vereins zu Konstanz 1905.
- Asphalt, Steinsalz, Erze. Aus: Handwörterbuch der Schweiz. Volkswirtsch., Sozialpolitik u. Verwalt. III. Bern 1907.
 - Über die Geologie des Simplongebietes und die Tektonik der Schweizeralpen. Aus: Eclogae geologicae Helvetiae. IX, 4.
 - Bild und Bau der Schweizeralpen. Beil. zum Jahrb. S. A. C., Jahrg. 52, 1906/07, Basel.
 - Erwiderung auf die vom 1. Okt. 1907 datierten Antworten der Baugesellschaft für den Simplontunnel, Brandt, Brandau & Co. zu Winterthur.
 - Tektonische Demonstrationsbilder, Taf. II—VI. Aus: Bericht über die 40. Vers. des Oberrheinisch. geol. Vereins zu Lindau, 1907. 2 Exemplare.
 - Untersuchungen über die Standfestigkeit der Gesteine im Simplontunnel. Gutachten, abgegeben an die Generaldirekt. der Schweiz. Bundesbahnen. Bern 1907.
 - , BUXTORF, A., und PREISWERK, H.: Führer zu den Exkursionen der Deutschen geolog. Gesellschaft im südlichen Schwarzwald, im Jura und in den Alpen (August 1907). Der Deutschen geolog. Gesellschaft gewidmet v. d. Naturforsch. Gesellschaft in Basel.

- SCHMIDT, CARL und HINDEN, FR.: Geologische und chemische Untersuchung der Tonlager bei Altkirch im Oberelsaß und bei Allschwyl im Baselland. Aus: Zeitschr. für prakt. Geologie, XV. Jahrg. 1907, 2.
- SCHMIDT, H.: Geologie des Münsterthales im Badischen Schwarzwald. II. Teil: Die Porphyre. Heidelberg 1887.
- Geologie des Münsterthales im Badischen Schwarzwald. III. Teil: Erzgänge und Bergbau. Heidelberg 1889.
- SCHMIDT, M.: Das Wellengebirge der Gegend von Freudenstadt. = Mitt. d. Geol. Abt. d. Kgl. Württ. Stat. Landesamtes. Habilit.-Schr. z. Erl. d. Venia legendi a. d. Kgl. Techn. Hochschule i. Stuttgart. Stuttgart 1907.
- Die geologischen Verhältnisse des unteren Argentes. Aus: Ber. über die 40. Versamml. d. Oberrhein. geol. Ver. zu Lindau 1907.
- *Ceratites antecedens* und die Abstammung der Nodosen. Aus: Centralbl. Min. 1907, Nr 17. Stuttgart 1907.
- Über einige Glazialbildungen auf Blatt Freudenstadt. Mit vielfachen Beiträgen von K. RAU. Aus: Mitteil. d. geol. Abteil. d. Kgl. Württ. Statist. Landesamtes. Stuttgart 1905.
- Labyrinthodontenreste aus dem Hauptkonglomerat von Altensteig im württembergischen Schwarzwald. Aus: wie vor.
- SCHNEIDER, KARL: Vulkanologische Studien aus Island, Böhmen, Italien. Aus: Sitz.-Ber. des Deutschen naturw.-med. Vereines für Böhmen „Lotos“ 1906.
- Beiträge zur physikalischen Geographie Islands. Aus: Petermanns Geogr. Mitt. 1907, H. 8.
- Aus dem Vulkangebiet des Puy de Dôme. Aus: „Lotos“, Naturw. Zeitschr. 1907, Nr 9.
- SCHNEIDER, O., und SOENDEROP, F.: Marines Mittel-Oligocän und (?) Alt-Tertiär bei Belgard in Pommern. Berlin 1906. Aus: Jahrb. geol. Landesanst. Berlin 1906, XXVII, H. 2.
- SCHROEDER, H., und STOLLER, J.: Diluviale, marine und Süßwasserschichten bei Ütersen-Schulau. Aus: Jahrb. Preuß. geol. Landesanst. (1907) XXVIII. 1. Berlin 1907.
- SCHUCHERT, Ch.: Geology of the lower Amazonregion. Aus: Journ. of Geology XIV, 8. Chicago 1906.
- Russian Carboniferous and Permian compared with those of India and America. A review and discussion. Aus: Americ. Journ. of Science XXII. 1906.
- SCHUCHT, F.: Geologische Beobachtungen im Hümmling. Aus: Jahrb. geol. Landesanst. Berlin (1906). XXVII. Berlin 1906.
- und TIETZE, O.: Das Diluvium an der Ems und in Ostfriesland. Kritische Bemerkungen zu BIELEFELDS Geest Ostfrieslands. Aus: Diese Zeitschr. 59, 2, 1907.
- SCHÜTZE, E.: Einige Glyphea-Arten aus dem schwäbischen Jura. Aus: Jahresh. d. Ver. f. vaterl. Naturk. i. Württemberg. Stuttgart 1907.
- Société belge de Géologie, de Paléontologie et d'Hydrologie: Célébration du deuxième décennair et manifestation en l'honneur de M. ERNEST VAN DEN BROECK à l'occasion de sa retraite du secrétariat général. Bruxelles 1907.
- SPANDEL, E.: Mitteilungen über neue Aufschlüsse von Erdschichten längs des Maines bei Offenbach und über die Gliederung des Meerestones daselbst. Aus: 29.—32. Ber. d. Offenbacher Ver. f. Naturk.

- SPANDEL, E.: Beiträge zur Kenntnis der ehemaligen Überdeckung der Fränkischen Alp und der Höhlen im Gebiete derselben. Aus: Abh. d. naturh. Ges. XVI.
- SPÄTE, FR.: Die Bituminierung. Ein Beitrag zur Chemie der Faulschlammgesteine. Inaug.-Dissert. Berlin 1907.
- SPETHMANN, H.: Die Lübecker Mulde und ihre Terrassen. Aus: Centralbl. Min. 1907.
- Ancyclussee und Litorinameer im südwestlichen Ostseebecken von der dänischen Grenze bis zur Odermündung. Aus: Mitt. d. Geograph. Ges. u. d. naturh. Museums in Lübeck (2) 21, 1906.
- SPEZIA, G.: La pressione anche unita al tempo non produce reazioni chimiche. Aus: Atti del Congresso dei Naturalisti Italiani. Milano 1907.
- Sulle inclusioni di anidride carbonica liquida nelle calcite di Traversella. Aus: Atti della R. Accademia delle Scienze di Torino 42. Torino 1907.
- STAHL, A. F.: Geologische Beobachtungen in Zentral- und Nordwestpersien. Aus: Peterm. geogr. Mitt. 1907, H. 8.
- Einiges über die Lagerungsverhältnisse des Erdöls. Aus: Chemiker-Zeitung. Cöthen (Anhalt) 1906.
- STEINMANN, G.: Der Unterricht in Geologie und verwandten Fächern auf Schule und Universität. Aus: Natur und Schule VI. Leipzig 1907.
- Über das Diluvium am Rodderberge. Aus: Sitz.-Ber. d. Niederrhein. Ges. für Natur- und Heilkunde zu Bonn 1906.
- Diluvium in Süd-Amerika. Aus: Diese Zeitschrift 58, 1906. Monatsber. 8—10.
- und WILCKENS, O.: Vorläufiger Bericht über die Bearbeitung der von der Schwedischen Expedition nach den Maggellans-Ländern
- Alpen und Apennin. Aus: Diese Zeitschr. 59, 1907, Monatsber. 8/9.
- Einführung in die Palaeontologie. II. Aufl. Leipzig 1907.
- Über die Beziehungen zwischen der niederrheinischen Braunkohlenformation und dem Tertiär des Mainzer Beckens. Aus: Ber. über die Vers. des Niederrh. geol. Vereins 1907.
- Über Gesteinsverknüpfungen. Aus: N. Jahrb. Min. Festband 1907.
- Nachruf an CLEMENS AUGUST SCHLÜTER. Aus: Sitz.-Ber. Niederrh. Ges. f. Natur- u. Heilk. Bonn 1907.
- gesammelten marinen Fossilien. Aus: Svenska Expeditionen till Magellansländerna. I, 7.
- STILLE, H.: Geologische Studien im Gebiete des Rio Magdalena. Aus: Festschrift z. 70. Geburtstage von AD. v. KOENEN. Stuttgart 1907.
- STÖPEL, K. TH.: Eine Reise in das Innere der Insel Formosa und die erste Besteigung des Niitakayama (Mount Morrison). Buenos Aires.
- STREMMER, H.: Die Bituminierung. Aus: Diese Zeitschr. 59, 1907, Monatsbericht 6/7.
- Die Eigenwärme der Kohlen. Aus: Naturw. Wochenschr. N.F. V. (XXI), 9. 1906.
- und SPÄTE, F.: Die Verwitterung der brennbaren organogenen Gesteine (Kautobiolithe). Aus: Zeitschr. f. angew. Chemie XX, 43. Berlin 1907.
- STRÜBEL, A.: Acht Monate meiner Reise in Ecuador. Brieflicher Bericht an den Präsidenten der Republik Ecuador. Aus: Die Vulkanberge von Ecuador. Berlin 1897.

- STRÜBEL, A.: Das nordsyrische Vulkangebiet Dīret et-Tulūl, Haurān, Dschebel, Mānī' und Dschölān. Beschreibung der im Grassi-Museum zu Leipzig ausgestellten Zeichnungen der vulkanischen Schöpfungen dieses Gebiets. Veröffentl. d. vulkanol. Abt. d. Grassi-Mus. zu Leipzig. Leipzig 1903.
- Der Pichincha. Aus: Die Vulkanberge von Ecuador. Berlin 1897.
 - Karte der Vulkanberge Antisana, Chacana, Sincholagua, Quilindaña, Cotopaxi, Rumiñahui und Pasochoa. Ein Beispiel für die Äußerung eruptiver Kraft in räumlich kleinen Abständen unter deutlichen Anzeichen ihrer Abschwächung und ihres Ersterbens innerhalb begrenzter Zeiträume. Veröffentl. d. vulkanol. Abt. d. Grassi-Mus. zu Leipzig. Leipzig 1903.
 - Martinique und St. Vincent. Aus dem Werke: Über die Verschiedenheit vulkanischer Berge. Veröffentlichung wie vor. Leipzig 1903.
 - Rückblick auf die Ausbruchsperiode des Mont Pelé auf Martinique 1902 bis 1903 vom theoretischen Gesichtspunkte aus. Veröffentlichung wie vor. Leipzig 1904.
 - Über das Wesen des Vulkanismus. Aus dem Werke: Die Vulkanberge von Ecuador. Berlin 1897.
 - Über Reliefkarten. Dresden.
 - und PRINZ, W.: Notice jointe à l'édition française des profils représentants la genèse et la structure de l'écorce solide du globe. Leipzig 1903.
- TASSIN, WIRT: Note on an occurrence of graphitic iron in a Meteorite. Washington 1906. = Proceedings of the United States National Museum No 1497 (aus Vol. 31).
- TOBLER, AUG.: Über das Vorkommen von Kreide- und Karbonschichten in Südwest-Djambi (Sumatra). Aus: Verslag van het Mijnwesen in Nederlandsch-Indië over het 4. Kwartaal 1906. Batavia.
- TRAUTH, F.: Ein neuer Aufschluß im Klippengebirge von St. Veit (Wien). Aus: Verh. d. k. k. geol. Reichsanst. 1907, Nr 10. Wien 1907.
- VOIT, F. W.: Kimberlite dykes and pipes. Aus: Transact. of the Geol. Soc. of S. Africa X. 1907.
- Gneißformation in Afrika. Aus: Transact. of the Geol. Soc. of S. Africa X. 1907.
- VOLZ, W.: Vorläufiger Bericht über eine Forschungsreise zur Untersuchung des Gebirgsbaues und der Vulkane von Sumatra in den Jahren 1904—1906. Aus: Sitz-Ber. Ak. Wiss., Berlin 1907.
- VORWERG, O.: Flächner oder Kanter? Aus: Centralbl. Min. 1907. Stuttgart 1907.
- Beiträge zur Diluvialforschung im Riesengebirge. Aus: Diese Zeitschr. 49, 1897.
 - Eine Erstlingsbesteigung in der Klostinder-Gruppe. Aus: Zeitschrift d. D. und Ö. Alpenvereins XXII. Wien 1891.
 - Kanteugeschiebe aus dem Warmbrunner Tal. Aus: Diese Zeitschrift 56, Monatsber. 11. 1904.
 - Sur la mode d'expression et de représentation de la direction et de l'inclinaison de couches. Aus: Congr. géol. internat. VIII (1900). Paris 1901.
 - Zur Kanteugeschiebefrage. Aus: Centralbl. Min. 1907, 4. Stuttgart 1907.
- WAGNER, P.: Illustrierter Führer durch das Museum für Länderkunde (Alphons Stübel-Stiftung). Leipzig 1906.

- WAGNER, R.: Beitrag zur genauen Kenntnis des Muschelkalkes bei Jena. Abhand. Preuß. geol. Landesanst. N. F. XXVII. Berlin 1897.
- WALDSCHMIDT, E.: Ein Versuch zur Veranschaulichung von A. STÜBELS Vulkantheorie. Aus: Jahresber. des Naturwissenschaftl. Vereins in Elberfeld XI, 1906.
- WALTER, K.: Über Apatit vom Epprechtstein in Bayern und von Luxullian in Cornwall. Inaug.-Dissert., Münster. Aus: N. Jahrb. Min., Beil.-Bd XXIII.
- WASHINGTON, HENRY S.: The Roman Comagmatic Region. Washington. (= Carnegie Institution of Washington Publication No 57.)
- WERTH, E.: Das Diluvium des Hirschberger Kessels. Aus: Diese Zeitschr. 59, 1907.
- WICHMANN, R.: Die Korallenoolithe und Kimmeridge im Gebiete des Selter und Ith. Gekrönte Preisschr. Inaug.-Dissert. Göttingen 1907.
- WILCKENS, O.: Erläuterungen zu R. HAUTHALS Geologischer Skizze des Gebietes zwischen dem Lago-Argentino und dem Semo de la Ultima Esperanza (Südpatagonien). Aus: Ber. d. Naturforsch. Gesellsch. Freiburg i. Br., XV. Freiburg i. Br. 1907.
- Über den Bau des nordöstlichen Adulagebirges. Aus: Centralbl. Min. 1907, Nr 11. Stuttgart 1907.
- WILLCOX, OSWIN W.: The viscous vs. the granular theory of glacial motion. Long Branch, N. J. 1906.
- WOLLEMAN, A.: Bedeutung und Aussprache der wichtigsten schulgeographischen Namen. 2. verb. u. verm. Aufl. Braunschweig 1906.
- Die Fossilien der Kalktuffe des Elms und Lappwaldes. Aus: XV. Jahr.-Ber. d. Ver. f. Naturw. z. Braunschweig f. d. Jahr 1906/07. 1907.
- Die Bivalven und Gastropoden des norddeutschen Gaults (Aptiens und Albians). Aus: Jahrb. geol. Landesanst. Berlin XXVII, 1906.
- WÜST, E.: Fossilführende pliocäne Holtemme-Schotter bei Halberstadt im nördlichen Harzvorland. Aus: Diese Zeitschr. 59, 1907.
- ZAHN, G. W. v.: Die Stellung Armeniens im Gebirgsbau von Vorderasien unter besonderer Berücksichtigung der türkischen Teile. Aus: Veröffentl. d. Inst. f. Meereskunde u. des Geograph. Inst. a. d. Univers. Berlin 1906, H. 10.
- ZUR-MÜHLEN, M. v.: Zur Entwicklungsgeschichte des Spankauschen Sees wie auch einiger anderer Seen in der Umgebung Dorpats. Materialien zur Erforschung der Seen Livlands. Aus: Sitz.-Ber. d. Naturf. Ges. b. d. Univ. Dorpat XV, 1906.

C. Karten und Kartentexte.

Deutsches Reich.

- Preußen. Geologische Spezialkarte von Preußen und den benachbarten Bundesstaaten 1 : 25 000. Herausgegeben von der Königl. geologischen Landesanstalt.
- Lief. 118. Blätter Vietz, Hohenwalde, Massin, Költ-schen; nebst Erläuterungen.
- Lief. 119. Blätter Lychen, Fürstenberg, Dannenwalde, Himmelfort; nebst Erläuterungen.

- Lief. 123. Blätter Groß-Jestin, Gützlaffshagen, Kolberg, Langenhagen; nebst Erläuterungen.
- Lief. 129. Blätter Schmalkalden, Mihla (Berka v. d. Hainich); nebst Erläuterungen.
- Lief. 130. Kadenberge, Lamstedt, Himmelspforten, Hamelwörden; nebst Erläuterungen.
- Lief. 137. Niemeck, Klepzig, Stackelitz, Brück, Belzig, Görzke; nebst Erläuterungen.
- Preußen. Karte der nutzbaren Lagerstätten Deutschlands. I. Abteilung: Rheinland und Westfalen. Lief. I, enthaltend die Blätter: Wesel, Münster, Düsseldorf, Arnsberg, Cöln, Siegen, Cochem, Kolberg 1:200000, bearbeitet durch H. EVERDING, 1904; herausgegeben v. d. Königl. Preuß. geolog. Landesanstalt 1907.
- Sachsen. Erläuterung der Geolog. Spezialkarte des Königreichs Sachsen. Sektion Bautzen-Wilthen, Bl. 54, 2. Auflage 1907, Leipzig.
- Österreich-Ungarn.
- Geolog. Spezialkarte der Länder der Ungar. Krone. Kgl. Ungar. geologische Anstalt. 1:75000.
- Örkös. Zone 19. Col. XXVI. Budapest 1905.
- Umgebung von Krassova und Teregoa. Zone 25. Col. XXVI. Budapest 1906.
- Magura, mit Erläuterungen. Zone 19, Col. XXVIII.
- Abrudbánya. Zone 20, Col. XXVIII.
- Schweden.
- Sveriges geologiska Undersökning.
- Ser. Aa. blad 123. Jönköping, nebst Erläuterungen.
- Ser. Aa. blad 134. Söinhult, nebst Erläuterungen.
- Ser. Aa. blad 137. Västervik, nebst Erläuterungen.
- Ser. Aa. blad 140. Boxholm, nebst Erläuterungen.
- Rußland.
- Carte géologique de la Region aurifère de Zéla P. III—II. 2, 3, 4; 1:84000; mit Erläuterungen.
- Carte géologique de la Region aurifère de la Sélemdja A 1, 2; 1:84000; mit Erläuterungen.
- Canada.
- Department of the Interior Canada.
- Electoral Divisions in Southern Alberta. 1:792000.
- Electoral Divisions in Southern Saskatchewan. 1:792000.
- Nova Scotia and Quebec (Sheet 15). 1:250000.
- Railway Map Dominion of Canada. 1:6336000.

Department of the Interior Canada.

- Map of Manitoba, Saskatschawan and Alberta. 1 : 792 000.
- Geological Survey of Canada. Sheet 59, 60—65, 74—76, 82, 83.

Vereinigte Staaten.

- U. St. Geological Survey, Departm. of the Interior. 1 : 62 500.
- 142. Bl. 1906.

Kapkolonie.

- Geological Commission. Geological Map of the Colony of the Cape of Good Hope. Sheet IV, 1906; II u. XLV, 1907. Capetown.

Japan.

Imperial Geological Survey.

- Blatt Susa, Zone 8, col. IV, 1 : 200 000.
- Blatt Kaseda, Zone 1, col. III, 1 : 200 000.
- Blatt Shinjo, Zone 16, col. XIII, 1 : 200 000.
- Blatt Yamaguchi, Zone 7, col. IV, 1 : 200 000.
- Blatt Suzumisaki, Zone 13, col. X, 1 : 100 000.

Ortsregister.

A.		Seite			Seite
Aa		224	Araca		7
Aa, Große bei Hanekenfähr		289	Aralokaspische Wüste		314
Aachen		150	Ardennen	97,	266
Aadorf		229	Ardorf		219
Acacia		286	Arezzo		181
Achenheim		84	Arnegg		192
Acker		17	Arnsfeld		317
Adlerstein		366	Arnswalde		241
Aegypten	242,	298	Arzberg		165
Aggsbach		84	Askabad		303
Akaba Hedschāzi		306	Assuan	299,	301
Alb, Schwäbische	244, 269,	410	Auerbach		85, 94
Albert Edward-See		61	Augusta-Viktoria-Reef		65
Algermissen		55	Augustusburg	308, 329,	351
Alessandria		178	Aurich		218
Alexandria		309	Australische Wüsten	307,	308
Alfter		221	B.		
Alleghanies		308	Baden-Baden	131, 135,	205
Alleur-Liège		261	Baden, Großherzogtum		244
Alpen		177	—, Österreich		48
Alnö		273	Baffelan		397
Altenberg	310,	322	Bahia		308
Altenkirchen	423,	433	Bakkum		228
Altenvers		434	Ballenstedt		152
Alt-Gaarz	58,	62	Ballersbach		19
Althammer		26	Balmoral		283
Altvatergebirge		101	Bannberscheid		221
Altwarmbüchen		56	Bärenstein		328
Amersfoort	220,	283	Barkly West	232, 275,	277
Amalienberg		205	Barrisangebirge		203
Andernach		119	Barth		37
Anderstorp		62	Baruther Haupttal	231, 242,	248
Anhalt		45	Basel		169
Annaberg, Sachsen	308, 314, 317,		Batoe kapoor		203
—, Schlesien	327, 328, 349, 350	53	Baumbach		221
Anspach	101,	116	Bayreuth		188
Apennin		177	Beaufort-West		285
Apuanische Alpen	179, 180,	183	Beelitzhof		158
Arabien	299, 306,	307	Beerhübel		315

C.

D.

	Seite
Donautal	244
Donauwörth	191
Donetz-Revier	152
Dorfsee bei Warnow	324
Dörrtal	312, 335
Drachenfels	278
Drakensberge	288
Dramburg	234
Dransfeld	226
Drebach	366
Dreisbachtal	131, 180
Duisdorf	256
Duitsotspan	80
Dwas Douw	287

E.

Eberbachtal	137, 160
Ebersdorf	22, 296
Eberswalde	65, 12, 326
Eberswalder Tal	232, 234
Ebersteinburg	131, 137
Edelsfeld	89
Edfu	299
Edomitergebirge	306
Eeg	101, 107
Ehrental	108, 109, 110
Ehrenfels	98
Ehrsberg	189
Eibelshausen	431
Eibenstock	320, 336
Eichelmühl	92
Eichenbirkig	92
Eichsfeld	300
Eiersheim	266
Eifel 103, 118, 119, 420, 424, 259,	266, 301
Eilang	233
Einbeck	139
Eisenrüttel	271
Eisleben	115, 117
Ekströmsberg	136
El-Ala	306
Elba	181, 182
Elbe	248
Elbenberg	253
Elberfeld	258
Elbergen	223, 225, 230
Elbtalgebirge	362
El-Kab	299
Elterlein	319, 328, 366
Elversberg	93, 94
Ems	215, 223, 96, 281, 283
Emsbüren	223, 227

	Seite
Emstal	130
Engdener Wüste	224
Englische Steinkohlenreviere	150
Epinal	278
Eppendorf	311
Erbsloch	114
Erdhausen	422, 432
Ernän	306
Erzgebirge	308
Eschbach	96, 108
Eselsberg	192
Espenschied	99
Etsch	4
Etzdorf	42

F.

Fahlenwerder	238
Faido	364
Falkenberg	296
Falkenhagen	111
Fauresmith	287
Feldberg	115
Feuerbachtal	101, 109
Fichtelgebirge	19
Fichtenhof	89
Filehne	243
Finkenfang	362
Finow	231
Flachsberg b. Reichenberg	110
Fläming	248, 250
Fleyh	311
Flöha	308, 314, 351
Flurlingen	84, 89
Foldung	328, 329
Fongora	394
Fong-schan-hia	199
Forte Maso	387, 394
Forstbachtal	107, 109
Fouron-le-Comte	263
Frankenberg	5
Frankenberg-Hainichen	21, 365
Frankenholz	90, 92, 95
Frankenjura	84, 165
Frankfurt a. O.	232, 241, 251
Frankreich, Obercarbon	188
Frank Smith-Mine	77
Fraserburg	283
Frauenstein	310, 312, 322
Freden	139
Freiberg	10, 308, 310, 323, 327
Freienwalde	241, 242
Friedeburg	219, 223
Friedland, Mecklenburg	321

	Seite
Friesenberg	205
Friesoythe	100
Fuceneco	388, 389
Fuchsbachtal	108
Fürstenberg, Provinz Brandenburg	241, 242
Fürstenwalde	310, 320, 321, 322, 324, 341, 345

G.

Gaggenau	131, 180, 187, 205
Galizien	27, 46
Garschental	47
Gäschingen	271
Gaszyn	208
Gdounmont	97
Gebirgsneudorf	315
Geiersleite	165
Geisingen	244, 401
Gellaberg	62
Gelliehausen	300
Gellivare	135, 136
Gemünden	115
Gerolstein	88
Gersweiler Sattel	94
Geyer	319, 366
Gibeon	81
Gladenbach	422
Glashütte	310, 320, 324
Glatz	295
Glauchau	5
Gleesberg	360
Glesen	230
Gleiwitz	27, 30, 31
Gobi	308
Göhrenberg	316
Gommern	250
Görkau	316, 318
Görlitz	126
Gösweinsteine	91
Gotha	41
Göttersdorf	315
Gottleuba	311, 324, 362
Goczalkowitz	30
Graaff Reinets	285
Grabenstetten	410, 414
Gräfenack	398
Grafenrothel	199
Gräfontonna	41
Granulitgebirge	5
Graspan	81
Grauer Kopf	96, 100
Graupen	322, 341

	Seite
Greifswald	254
Greifswalder Oie	254
Grigio	380
Grimma	326
Griqualand	301
Gronau, Hannover	225
Gronau, Kloster, Rhein	96
Große Aa	289
Großer Belchen	277
Großer Wald	187
Groß-Fahlenwerder	238
Großhartmannsdorf	311
Groß-Quenstedt	120
Groß-Röhrsdorf	362
Groß-Rosainen	327
Groß-Ziethen	234, 249
Grumbach	9, 42
Grünau	149
Grunauer Senke	71
Grünhainichen	332
Grünthal	314, 315, 343
Guatemala	327

H.

Haberäcker	137, 160
Hadersleben	65
Hahnplatte	106
Haiger	103, 119
Haimbach	301
Hainichen	365
Halberstadt	120
Halle	121, 152, 300, 301
Halsbrücke	320, 322
Hamäd	306
Hammer	319
Handei	70
Hanekenfähr	224, 227, 230, 287, 289
Hannersdorf	314
Hannover, Provinz	139, 225
Haren	230, 286
Harmerz	300
Hartenberg	42
Hartfluß	232, 276
Hartha	319
Harz	128, 435, 17, 21, 121
—, Höhlenfunde	85
Harzrand	311
Harzvorland	120
Hase	286
Häselich	362
Haselünne	227

	Seite
Haselstein	314, 315, 336
Hasenbachtal	109
Haßberg	317
Haßlau	10
Hästhallar	58
Hatia	72
Hausdorf	311, 365
Hawaii	108, 124
Hebriden	39
Hebron	232
Hedscház	306
Heerdelle	110
Heerkopf	110
Hegau	244, 253, 269, 402, 414
Heiliger Berg	431
Heiliges Grab	19
Heisfelde	222
Heimbachtal	106
Helfta	115
Helgoland	57
Hellendorf	311
Heraklea	152
Herborn	421
Hergarten	301
Hermershausen	424, 432, 433
Hermisdorf (Schlesien)	79, 80
Herrnsbachtal	99
Herstal	264
Herzbachtal	96
Hesepor Moor	226
Hesepertwist	228, 286
Hiddensö	37
Hilversum	283
Himmelfahrt	325
Himmelsfürst	325
Himmighausen	111
Himmighofen	96
Hinterpommern	234
Hirschberg	71, 22
Hirthstein	328
Hlidarendi	107
Hobart	414
Hochbohl	247, 405, 410
Hochhausen	266
Hochmosel	270
Hof	19
Hohehahn	220
Hohenberg (Westf.)	410, 414
Hohenfichte	329
Hohenfinow	249
Hohes Venn	97, 259
Hohndorf	27
Hohenhöwen	403, 413
Hohenrheinerhütte	103

	Seite
Holland	64
Hollfeld	93
Hölmühle	9, 42
Hollogue-aux-Pierres	261
Hölschen	230
Holte	284
Holtemme	120
Holterburg	284
Holubica	46
Holzhausen a. d. Heide	96, 100
Holzmaden	155
Homburg	115
Honan-Bruch	198
Hondsrug	227, 286
Hospitalwald	323
Ho-tschou	202
Hugstad	62
Hümming 221, 227, 97, 131, 287	
Hundisburg	84, 85
Hunsrück	98, 100, 118
Hunte	288
Hu-pé	198
Huy	261, 128
Hwang-ho	198

J.

Jadebusen	223
Jägeräcker	199
Jägerhorn	98
Jagersfontein	306, 307, 77
Jägersfreunde	94
Jagst	268
Jakobswalde	43
Jaana Góra	217
Jang-tsze-kiang	198, 199
Ibbenbüren	224
Iberger Klippen	181
Idstein	115
Jever	219, 285
Ihna	243
Ihrhove	284
Ikoma	61, 65, 66
Ilfeld	121
Illimani	7
Ingolstadt	165
Joachimstal 283, 320, 234, 248	
Johann-Georgenstadt	320
Jöhstadt	308, 317, 343
Jonsdorf	336
Iramba	61, 63, 65
Iseosee	177
Isernhagen	56

	Seite
Island	104
Isterberg	55
I-tschang	198, 199
Jümme	283

K.

Kaiserstuhl	409
Kalahari	307
Kalbe	45
Kallich	323, 334
Kammerburg	99
Kammerforst	98
Kamp	114
Kampen	40
Kap St. Roque	308
Kara Kum	303
Karlshafen s. Carlshafen.	
Karrou	282
Karwin	34
Karzig	237
Kassama	65
Katharinaberg	313, 314
Katscher	27
Katzenbuckel	273
Kehlheim	165
Keilberg	319
Kei River	285
Kellerwald	115, 119, 300
Kempen	27
Kentani	288
Kerstenbrügge	238
Kestert	96, 108
Kialing-kiang	201
Kieferstädtel	24, 27, 53
Kieler Bach	37
Kiirunavaara	136
Kilauea	124
Kilimandscharo	23, 61
Kilossa	68, 70, 72
Kilwa-Kiwindje	60
Kimberley	283, 275, 277, 279,
285, 290, 77, 79	
Kingagebirge	68
Kinzig	269
Kirchberg	365
Kiruna	135
Kisetuiberger	72
Kissitwiberger	70, 72
Kiwu-See	61
Kladow	237
Klein-Althammer	27, 43
Kleine Vologne	270
Klein-Fullener Moor	228

	Seite	L.	Seite
Klein-Quenstedt	120, 123	La Bresse	270
Kleinschirma	325	Lace-Mine	307, 77
Kleinwaltersdorf	325	Lahontansee	142
Klewitz	237	Lahn	19, 21
Klingenberg	310, 311	Lahnmulde	119
Klingstorp	57	Landsberg, Warthe	237
Klip Drift	232	Landskrone	126
Klößberg	335	Landstein	100, 115
Klosterberg bei Czenstochau	216	Langebergen	286
Klostergrab	312	Langenaubach	19
Klosterhooft	64	Langensee	178
Klucze	216	Langenstein	128
Knudshoved	65	Langenstrieß	365
Knurow	30, 32	Langhals	101, 116
Koborn	259	Langhennersdorf	308, 327
Koblenz s. Coblenz		Lappland	135
Köinge	57	Lapugy	46, 48, 52
Kokoschütz	27	Larche	378
Kölken	229	La Spaccata	394
Königsberg, Lahn	432	Lassan, Pommern	255
—, Neumark	238	Lattorf	45
Königstein	90	Lauban	152
Königskopf	108	Lausitz	273, 44, 45
Köppernertal	101	Lauterbacher Knochen	366
Kordilleren	7	Lavini di Marco	4
Korod	52	Lebus	241
Koromandelküste	306	Leda	283, 288
Korsika	181, 182	Leer	222
Kösen	188	Leiengipfel	98
Kozłowiec	217	Leifers	4
Krakau	205	Leinetal	113, 226
Krapina	83, 89	Lehmberge bei Joachimstal	234
Krappnitz	45	Leobschütz	27
Kreensen	227	Leogra	377, 385
Kreisch	311, 324	Léparo	391
Krems	84, 85	Leschede	224, 230
Kriegswald	315	Les Evelines	272
Kripp	103	Lesum	60, 64
Kroatien, Eolithe	85	Leun	118
Kronsberg	100	Libanon	300
Kronstadt, Südafrika	81	Libnow	255
Krummenhennersdorf	321	Lichtenberg	327
Krummhübel	80	Lichtenfeld	126
Krzyworzeka	208	Liege	261
Kühberg	337	Lierschied	112
Kühnhaide	314, 323, 334	Lierschieder Mühle	107
Kujau	43	Ligurien	180
Kunnersdorf	81	Lillö	62
Kupferberg	78, 317, 349	Linda	323
Kupferhammer	343	Lindau, Hannover	225
Kwei-tschou-fu	199, 202	Lindberg	102, 108
Kwei-tsu	200	Lindi	70, 72
Kwenlun-Gebirge	198	Lingen	230, 99, 286
Kyzyl Kum	303, 306		

	Seite		Seite
Linz, Rhein	265	Martinique	327
Lion's Hill	81	Martenroth	96
Lispachsee	272	Marwitzer Mühlenfließ	237, 240
Livingstonegebirge	68	Marzola	4
Loburg	250	Mashonaland	67
Lochmühle	336	Massassi	68
Lodève	152	Matjes Fontein	294
Lohne	223	Maus	102
Lohra	426, 427, 433	Mawensi	23
Lomnitz	79, 80	Maxen	362
Longemer	274	Mbakanatal	68, 69
Lorch	96	Mecklenburg	61, 45
Lorelei	100, 104, 107	Mehlem	6
Lorenzdorf	25, 26, 27, 43, 46	Meinberg	113
Łosnice	212	Meißen	133
Lossen	27	Mellrichstadt	143
Lößnitz	320	Memmendorf	319, 361
Lothringen	90, 188, 270	Menaaurupt	277
Löwen	25	Meppen	227, 230, 286
Loyerberg	67	Meran	5
Ludwigshof	160	Mérignac	48
Luisental	94	Mergners	87
Lukwengule	69	Mertainen	136
Lungwitz	362	Messel	155
Lunzenau	9	Metzdorf	313, 328, 329
Lustberg	128	Mexikanische Wüste	313
Lüttich	260, 261, 263	Mézières	257
Lyngdalsheidi	106	Mheer	263
M.		Middels	222
Maas	256, 283	Midindo	68
Maastricht	262	Miesbach	48, 52
Madeira	23	Mietzel	237, 239
Magdeburg	45, 83, 250, 314	Mikultschütz	32
Mahenge	70, 72	Milluni	8
Mahlitzsch	42	Milmort	261
Mahndorf	128	Mimosittal	379
Mähren	17	Misma	306
—, Eolithe	85	Mitsang	199
Main	298	Mittelamerikanisches Vulkan-	
Mainz	47	gebiet	327
Malga Vaccarezze	399	Mitteldeutschland	16
Malmedy	97	Mittelgebirge, Böhmisches	17
Malonga	385	—, Deutsches	16
Malpensada	4	—, Sächsisches	1
Mambach	189	Mittelrhein	96, 98
Mamboya	68, 70, 72	Mittweida	9, 10, 42
Mansfeld	435	Mkapa	70
Mansfelder Mulde	300	Mlagarassi	72
Marburg	420, 421, 434	Modderfluß	81
Marienberg 308, 314, 316, 349, 350		Mohrin	234
Märkische Schweiz	241	Mojentale	393
Marseille	48	Moldau	312
		Molisini	392
		Molsberger Hof	112

	Seite		Seite
Moltkeshall	137, 314	Neuenhagener Insel	251
Molukken	187	Neue Welt	169
Monastery Mine	294, 307, 77	Neufchâteau	262
Monte Cari	181	Neuhaldensleben	85
Monte Catini	182	Neuhaus a. d. Pegnitz	84
Mont de Champy	272, 274	Neuhof	300
Monte Enna	387	Neumark	230, 237, 245, 251
Monte Priafora	399	Neuringe	228
Monte Zollota	398	Neurode	295
Monti pisani	180	Neusibirien	222
Mont Pelé	327	Neusiedler See	47
Moringen	225	Neustadt	121
Mornshausen	430	Neuweilnau	101, 115
Mosel	259, 270	Neuwied	221
Moselotte	270	Newlands	276, 290
Mpanga	72	Newlands Diamond Mine	275
Mpapia	65	New South Wales	305
Mssalala	65	Ngakafuß	70
Mtambalalabach	68	Ngambo	70
Muansa	65	Ngasamo	65
Müglitztal	321	Nguluweberge	72
Muhamid	299	Nguru	64
Mühlenfließ, Marwitzer	237, 240	Niederarnd	89
Mühltal bei Rhens	103	Niederbayern	165
Muierholz	87	Nieder-Elsdorf	9
Mulda	311, 327, 333	Niederhaselbach	313
Müllrose	232, 234	Niederlande	218
Münsingen	270	Niederösterreich	50
Munzingen	84	Niederrhein	5, 221, 257
Murgtal	135	Niederschlesisch-Böhmisches	
Muskau	236, 250	Steinkohlenbecken	150
N.		Niedertiefenbach	101
		Niederwallmenach	107
Nachterstädt	128	Niegripp	137
Namaputa	70	Nieheim	112
Namur	260, 264	Niepars	35, 37
Nanzhausen	427, 433	Niklasberg	308, 312
Nassa	65	Nil	299, 302
Nassau	114	Niltal	310
Nastätten	96, 100, 109	Niu-kan-ma-fei	199
Natal	287	Nochern	101, 109, 110
Natronsee	73	Nocherner Tal	107
Natrontal	299	Nordafrika	298
Nauroth	96	Nordamerika	142, 187, 280
Neckar	268	Norddeutschland, Eolithe	82
Nedschd	305	—, Staubfall	326
Neermoor	220	Nordkarolina,	187
Nefud	305	Nordschwarzwald	135
Nellenköpfchen	104	Nörenberg	234
Nels Poort	286, 287	Nörten	225
Netze	243, 249	Northheim	225
Neubrandenburg	321	Norwegen	17
Neudamm	237, 240	Nubien	299
		Nürnberg	298

Nuthe	Seite 231
Nyassa	60, 68, 70

O.

Oberailsfeld	92
Oberbayern	48, 52
Oberbergersbach	103
Oberfranken	165
Oberhauenstein	165
Oberkester	102
Oberkirchberg	52
Oberlangenau	159
Oberleutensdorf	312, 314
Obermittweida	374, 436
Oberneuschönberg	313
Oberpfalz	85
Oberreifenberg	101, 116
Oberrhein	5
Obersayda	313
Oberschlesien	23, 30, 43, 150
Oberschöna	322
Oberstadtfeld	420, 425, 432
Oberweidbach	429
Oder	25, 27, 230
Öderan	313, 319, 365
Oderberg	242
Oderniederung	27
Oerlinger Tal	192
Österreichisch-Schlesien	31
Offenbach	427, 433
Olbernau	343
Oldenburg	218, 289
Olkenbach	103, 119
Öls	27
Ölsberg	96
Oppeln	25, 27, 52
Orlau	30, 34
Oschatz	152
Ossegg	345, 354
Ostafrika	60
Ostasien	187
Ostchinesische Flachebene	198
Ostertal	92
Ostfriesland	215, 218, 281, 96
Ostrau	27, 28
Ost-Sz-Tschwan	198
Oswiecim	44
Ottenhof	87
Ottweiler	92
Overledingen	221

P.	Seite
Paczaltowice	212
Painirova	136
Palästina	307
Pallowitz	27
Pansfeld	435
Papenburg	130
Pare	68
Paris	47
Parma	178
Paruschowitz	29
Patersberg	107, 109
Pays de Herve	262
Pegnitz	165
Penig	9, 42
Pénéplaine	203
Petersberg	300
Petersdorf	80, 81
Petra	306
Pietra Morta	4
Pilecka	212
Plane	231
Plank	263
Plankenfels	93, 94
Platz	318
Pleiske	233
Pobershau	314
Poboengo	203
Pockau	815, 332
Pohl	96, 101, 112
Polle	111
Polnisch-Neukirch	27, 43
Pöls	49
Pommern	234
Pondo Land	288
Porto Venere	179
Portugal	21
Posina	388, 389, 392, 393
Posen, Provinz	247
Potosí	8
Pottenstein	165
Potzberg	95
Pragsdorf	321
Prath	102, 108
Premier-Mine	77
Preßnitz	308, 317, 347
Pretoria	77
Priegnitz	45
Przeciszow	26, 27, 44
Pschow	27
Pulsbachtal	102, 103, 109, 110
Pulverfließ	237
Purschenstein	343

Q.	Seite	Roda	Seite
Quartschen	239	Rodderberg	5
Quenstedt	120, 123, 128	Rodenau	314
Quirl	81	Rödershell	101
R.		Roer	257
Raclawice	212	Rolandswert	5
Randegg	155	Rollshausen	421, 428, 430, 433
Randen s. Randengebirge		Roof	325
Randengebirge 244, 253, 269, 402,		Rosenau	81
403		Roßbach	423, 429, 432, 433
Randow	234, 240	Rosseln	94
Rann of Cutch	307	Roßstein bei Dörscheid 105, 106	
Rauhe Schacht	18	Roßwein	5, 6, 8, 10, 42, 44
Recoaro 377, 378, 382, 394, 400		Rotes Becken	157
Reetz	243	Rotes Kliff	53, 55, 40
Regnitz	298	Roth	431
Reichelstein	108, 109	Rothlauben	254
Reichelsteiner Tal	102	Routivare	136
Reichenberg	107, 109	Rovereto	4
Reifland	332	Rowuma	61
Reischdorf	318, 347	Rübenau	314
Reitzenhain	107, 308, 314	Rudelsdorf	46
Remiremont	270	Rüdersdorf	57, 138, 314
Rettert	100, 109	Rüdesheim	98
Retournemer	271	Rügen	37
Reutlingen	270	Rühlertwist	228
Reykjanes	104	Ruhogo-Hügel	65
Rhaude	284	Ruhrkohlenrevier	150
Rheiderland	221, 283	Ruhuhu	68, 70
Rhein . 96, 99, 5, 221, 256, 283		Ruine Wartenberg	253
Rheine	223	Ruppachtal	432, 19
Rheinisches Schiefergebirge 417, 18		Ruppertshofen	96
Rheinland	256	Rur	257
Rhens	103, 113	Rütenbrock	134, 286
Rhode Island	220	Rutshugi	72
Rhodesia	63, 67	Rybnik	34
Rhön	300	Ryck	255
Richmond	288	S.	
Riedelbach	101, 115	Saalfeld	227, 297, 300, 313
Riefensbeek	18	Saarbrücken	90, 94
Ries	191	Saarrevier	150
Riesenberg	330, 345, 355	Sachsen	1
Riesengebirge	71	Sachsen, Provinz	137, 138
Rilsbachtal	108	Sachsenberg	428
Rio Magdalena	15	Sachsenburg	5
Rischbach	93, 94	Sächsische Schweiz	273
Riva	4	Sackberge	227
Riversdaledistrikt	284	Sackwald	227
River Diggings	232	Saltpetre Kop	282
Roberts Victor Mine	303, 81	Salzderhelden	139
Rochesson	277	Salzkammergut	178
Rochlitz	5	San Antonio	395

	Seite		Seite
Sadow	233	Segeberg	63
Sandákra	65	Seidorf	80
Santa Maria	327	Seifen	425, 432
Santorin	123	Sellsbach	101, 109
Sarcatal	4	Selvogaheidi	104, 107
Sargidi	65	S. Giuliana	384
Sauerland	435	Shannon Tier	414, 416
Sauertal	99	Siebenbürgen	46, 48
Saulxure	277	Siebenlehn	311
Sayda	312, 335	Siegen	119
Schaffberg	178	Siegerland	9
Schanze bei Dörscheid	105, 107	Silberücken	135, 199
Scheemda	99	Simmersbach	431, 433
Scheibenberg	332, 366, 373	Simpelveld	262
Scheuer	99	Sinaiküste	303, 309
Schellenberg	308, 351	Singhofen	96, 101, 104, 112, 113
Schiedenbornschacht	95	Sirone	178
Schildberg	236	Sittard	263
Schindelklamm	137, 148	Skye	39
Schio	387, 397	Slenaken	263
Schipkahöhle	83	Smithsund	68
Schlaube	231, 233	Soetenicher Mulde	102
Schlesien	17, 23, 30, 43, 152	Soldin	234, 237
— siehe auch Ober- und Niederschlesien		Solnhofen	188, 189
—, Oesterreichisch	31	Sonnenburg	238
Schleswig-Holstein	63	Sparental	266
Schloßberg, Baden-Baden	205	Speckelstein	102
—, Geisingen	253	Speke-Golf	65
Schmalzgrube	316, 336	Sperenberg	137, 312, 314
Schmiedeberg	80	Spezia	178, 180, 181, 183
Schmitten	116	Spiegel River Farm	284, 294
Schneeberg	320	Spitzkop	286
Schöneberg, Neumark	237	Spitzkopf, Geisingen	253
Schonen	96, 189	Spitznack	100
Schönhof	92	Spree	231
Schottland	21	Spremburg	250
Schreibersdorf	27	Spronchetal	396
Schuller-Pipe	77	Spronsertal	5
Schurgast	27	Spy	83
Schürkopf	187, 196	Ssamuye	65
Schwäbische Alb.	244, 269, 410	Stapelmoor	287
Schwanebeck	84, 129	Staro	379, 380, 388, 390
Schwarzenberg	332	Steenfelde	222, 284, 287
Schwarzwald	131, 135, 269, 409, 152, 189	Steffenshagen	61
—, Buntsandstein	297	Steiermark	49, 50
—, Muschelkalk	268	Steinabrunn	47
Schweigerberg	318	Steinberg, Erzgebirge	368
Schweizertal	107, 109	—, Pommern	234
Schwiechelt	56	Steinberge bei Gr.-Ziethen	234
Sebastiansberg	316, 323, 347	Steinbühl	427
Sedan	257	Steinfischbach	115
Seeland	57	Steinheid	230
		Steinheim	53
		Steinhübl	315

	Seite
Steinkuhlenberg	128
Sternberg	234
Sterpatal	379
St. Florian	49, 50
St. Goarshausen	101, 108
St. Ingbert	95
St. Michael	65
Stobber	231
Stockholz	328
Stollberg	320
Stolzenfelde	236
Stoltera	61
Stoßberg	426, 433, 434
St. Paul	48
Stralsund	35
Striegau	126
Striegis	323
Stromberg	98
St. Roque	308
Strytur	106
Subkarpatisch	25
Subsudetisch	25, 44, 45
Südafrika	63, 76, 232, 275
Sudan	307
Südastralien	313
Sudetisches Vorland	27
Südnowegen	17
Südost-Sumatra	203
Südwestafrika	81
Suezgolf	309
Sui-ning	202
Sulzbach	88, 131, 199
Sutherland	282, 285, 294
Svappavara	136
Swellendam	284, 294
Sylt	53, 38
Syrien	299, 310
Sz-Tschwan	197

T.

Taarbäck	57
Tabora	65
Tafelberg	286
Tai-hang-Schan	198
Taklamakanwüste	314
Tanganyika	61, 72
Ta-pa-Schan	198
Tarnowitz	27
Taubach	83, 84, 89
Tauber	266
Tauberbischofsheim	266
Taunus 97, 98, 100, 114, 118, 148	
Tellnitz	320, 345

	Seite
Tembesin	203
Tenne	101
Tenneberg	99
Tenczynek	212
Terapel	228
Tergast	220, 283
Tessintal	364
Tethys-Ozean	188
Teufelskadrich	98
Teutoburger Wald	111, 134
Teutschenthal	300
Tharandt	311, 324
Tharr, Wüste	307
Theresie, Zinkerzgrube	30
Thiede	84
Thiéfosse	277
Thingvallavatn (See)	106
Thomasdorf	78
Thüringen 20, 22, 152, 227, 300	
—, Eolithe	84
Thüringer Wald	230, 297
Tjabrak	136
Tjavelk	136
Tiefenbach	112
Tinevelly-Distrikt	306
Tirol, Land	4
Tirol, Schloß	5
Topper	233
Torrebelvicino 379, 385, 387, 395	
Toskana	180
Traischbachtal	181, 180
Transkaspien	306
Transvaal	232, 275, 63, 76
Trennfeld	268
Tres Cruces	7
Tretto	397
Treuchtlingen	191
Trient	4
Trinidad	313
Tsinling-Schan	198
Tuchoritz	53
Turkmenien	303
Twist	228

U.

Uckermark	251
Udjidji	72
Ulm	52, 192
Uluguru	68, 69, 70, 71
Unata	68
Ungulueberge	72
Unkel a. Rhein	426, 432
Unstrut	41

	Seite
Unteralba	143
Unterwiesental	319
Upogoro	72
Uponera	68
Urach	270
Urnil	299
Usambara	68, 74
Usingen	115
Usindya	65
Ussenge-Hügel	64
Ussongo	61, 64, 67, 68
Uvalde	414, 416

V.

Vaalflus	232, 276, 81
Valdagno	382
Val di Tovo	399
Valdivia	313
Valenciennes	150
Valli dei Signori	379, 380, 394, 395
Valkenburg	264
Val Mercanti	395
Val Pেকেle	387, 389, 395
Val Solda	178
Val Trompia	177
Varonebach	4
Vechte	223, 287, 289
Veldenstein	84, 86
Veluwe	220, 283
Venlo	264
Venusberg	319
Verona	399
Vers	434
Vesuv	123, 193
Vicenza	377, 399
Vier Linden	42
Vietz	238
Viktoria Nyansa	65, 68
Vilima-ya-nyoka	65, 66
Viloco	8
Vilseck	88
Virgilianaquelle	385, 388
Visé	262
Vitimiriberge	72
Vögelas	89
Vogelsang	104
Vogesen	188, 270
Vogtland	22
Vohwinkel	258
Voigtsdorf	312
Vologne-Moselotte	270
Volterra	182
Vorderasien	298

	Seite
Vorderindien	307
Vorgebirge	259
Vorpommern	35, 160
Vorspoed-Mine	81
Vryheid-Distrikt	287

W.

Wadi-esch-Scheich	82
Wageningen	283
Waischenfeld	165
Waldeck	428
Waldecks Plant	235
Waldenburg	148
Wallis	176
Waltersdorfer Höhe	313
Wanhsien	202
Warlin	321
Warmbrunn	79
Warnow	323
Warnowsee	323
Wartenberg, Baden	244, 253, 401
—, Böhmen	253
—, Neumark	237
Warthe	238, 243, 249
Wasenbach	114, 116
Wedberg	232
Weener	221, 283, 284
Weesenstein	374
Wegefahrt	325
Wehrheim	101, 116
Wehrstedt	120
Weilburg	398
Weilheim	270
Weilsberg	101
Weiltal	100, 115
Weimar	84
Weipert	317, 327, 337
Weipoltshausen	426
Weisel	104
Weißenberg	89
Weißestein	101, 104, 112
Weißig	152
Weißwasser	236, 250
Weitengrund	296
Wellen	63
Wellesweiler	93, 95
Wellmich	101, 109, 110
Wellmicher Tal	102
Welftfreden	77
Werkerbachtal	99
Wernborn	101, 115
Wernigerode	128
Weser	96

	Seite		Seite
Wesseltou Mine	277	Würbental	101
Westeregeln	45, 84, 137	Wuschau-Schlucht	199
Westerwald	119, 425, 130, 221	Wüste, aralokaspische	314
Westfalen	111	— Gobi	308
West-Griqualand	276	—, mexikanische	313
West-Hu-Pé	198	— Taklamakan	314
Westindien	187	— Tharr	307
Westpreußen	327	Wüsten Arabiens	298
Westsee bei Warnow	324	— Nordafrikas	298
Wesuwe	99	— Vorderasiens	298
Weyer	102, 108, 109	Wysocka Pilecka	212
Whin Sill	286		
Whitby	158	X.	
Wiebelskirchen	92	Xdulxe	272
Wieliczka	26		
Wielun	205	Z.	
Wieselstein	311	Zabrze	34
Wiesbaden	316	Zacken	79, 80, 81
Wiesenthal	349, 374	Zalas	212
Wiesetal	189	Zankwiesen	93
Wietmarschen	286	Zarrentin	57
Wietmarscher Twist	229	Zawada	27
Wilhelmshöhe	128	Zechberg	341
Willendorf	84	Zentralamerikanisches Vulkan-	
Wilkau	320	gebiet	327
Wilmsdorf	326	Zentral-Asien	198
Wilsbach	429	Zernikow	236
Windsorten	232	Zicher	240
Windsorten Road Station	232	Ziebingen	233
Wischoten	99	Ziegelwasenschlucht	137
Wispertal	96	Ziethen s. Groß-Ziethen	
Wittenbergen	63	Zinnwald	322
Wittlich	103, 119	Zirke	247, 252
Wittmund	219	Zöblitz	316, 332, 358
Wolfloch	99	Zonderwater	77
Wolfsschlucht	431	Zorn	96
Wolkenstein	316, 319, 328, 341	Zschoppau	308, 319, 328, 332
Wollin	323	Zülrich	263
Wolmirstedt	137	Zwickau	150, 152
Wriezen	251		
Wünschendorf	152		

Sachregister.

A.	Seite		Seite
Abflußsysteme, glaziale . . .	240, 244	<i>Ammonites macrocephalus evo-</i>	
Abkühlung, Wirkung . . .	78	<i>lutus</i>	211
Abrasionskonglomerate des		Amphibolit, Bildung . . .	30
Nubischen Sandsteins . . .	301	—, Erzgebirge	322, 362
Absonderung, säulige bei		—, Schwarzwald	189
Diabas	286	Amphibolschiefer, Ostafrika .	61
<i>Acanthoxeras Cornuelianum</i> .	56	—, Sachsen	7, 26
— <i>Martini</i>	56	Amygdaloid	289
— <i>Milletianum</i>	56	Analysen von Alnöit . . .	247
<i>Acanthocrinus rex</i>	99	— — Arkose	427
<i>Acaste</i>	9	— — Augengneis	330, 354
<i>Aceratherium</i>	221	— — Basalt 274, 401, 408, 414	
Acheuléen	88	— — Blue Ground	291
<i>Actinocamax granulatus</i> . . .	113	— — Diabas	18
<i>Adeorbis Woodi</i>	49	— — Felsophyr	394
Ägirin	17, 19	— — Flasergabbro	40, 42
Ägirin-Riebeckit-Tinguaït . .	19	— — Glimmertrapp	348
<i>Agoniatites falcistria</i>	99	— — Gneis 325, 326, 330, 342,	
Akkumulationswälle, fluviale		348, 354	
vor dem Eisrande	283	— — Grauwacke 348, 423, 424,	
Aktinolith, Bildungsweise . .	147	425, 426, 427, 429, 431	
Alberese	178	— — Hornfels	354
Albüberdeckung	84, 166	— — kieseligem Schiefer . . .	430
Albitphylit	319, 364	— — Koprolithen	159
<i>Alethopteris Davreuxi</i>	151	— — krist. Grauwacken . . .	348
Alkalireihe der Eruptivgesteine	16	— — Melaphyr	392
Alluvium des Warnowsees . . .	325	— — Melilithbasalt 247, 274, 401,	
Alnöit	247, 265, 294	408, 414	
Alnöitanalyse	247	— — „Mischgestein“ (Gneis-	
Alter des Emstalsandes	132	Hornfels)	354
— der Gneiseruptionen	368	— — Nephelinbasalt	247, 274
— — Kimberliteruption	307	— — ostafrikanischer Sole . .	72
— — Liasgräben	111	— — Soda	74
Ammoniak in Laven	193	— — Plagioklas	11
Ammoniaksalze, Vorkommen	193	— — Sapropelgesteinen	156
<i>Ammonites alternans</i>	206	— — Schiefer	422
— cf. <i>coronatus</i> im Rhein-		— — Zechsteinkonglomerat	428
diluvium	257	— — Wüstensand	305
— <i>cordatus</i>	206	Ancyluszeit	37
— <i>macrocephalus</i>	206	Andalusit	364
		Andalusitfleckschiefer . . .	199

	Seite		Seite
Andalusitglimmerschiefer . . .	365	<i>Atrypa reticularis</i> . . .	99, 100
Andalusithornfels . . .	194	<i>Aucella</i> . . .	137, 300
Andalusit und Disthen, Zusammen- vorkommen . . .	197	— <i>Frütschi</i> . . .	312
Anhydrit . . .	136	Aufarbeitungsprodukte . . .	417
Annaberg-Marienberger Gneis . . .	325, 327	Aufbiegung der Schichten- köpfe an Kimberlitstöcken . . .	282
<i>Annularia pseudostellata</i> . . .	151	Auflagerungsfläche des Nubi- schen Sandsteins . . .	301
<i>Anodonta</i> . . .	236, 51	Augengneis . . .	328, 351
— cf. <i>Koeneni</i> . . .	51	—, Analyse . . .	330, 354
<i>Anoplophora</i> . . .	300	Augengranulit . . .	6
<i>Anoplothea venusta</i> . . .	99	Augit im Basalt . . .	246, 254
Anorthitgabbro . . .	295	Augitaugen im Basalt . . .	50
Anorthitgestein . . .	295	Augitnester im Basalt . . .	50
Anorthosit, Schwarzwald . . .	189	Augitophyr . . .	398
—, Neurode . . .	295, 296	Ausdehnung der Silikate beim Erstarren . . .	122, 217, 317
Anspacher Schichten . . .	116	Ausräumung, äolische . . .	224, 286
Anthophyllitschiefer . . .	172, 212	Austroalpine Decke . . .	182
<i>Antophora</i> sp. . . .	192	Antunien . . .	90
Äolische Ausräumung . . .	224, 286	<i>Avicula baltica</i> . . .	148
Apatit im Amphibolschiefer . . .	28	— <i>Neptuni</i> . . .	148
— — Basalt . . .	246		
— — Gabbro . . .	19		
Aplit . . .	209		
— im Gneis . . .	322, 329, 341		
—, parallelstrukturierter . . .	322, 329, 341		
Aplitische Ganggesteine . . .	296		
<i>Aporrhais elongata</i> . . .	55		
Aquitanische Stufe . . .	183		
Archäikum . . .	133, 366		
—, Ostafrika . . .	64		
Argille scagliose . . .	178, 180		
<i>Arianta arbustorum</i> . . .	121		
Arkose 418, 419, 426, 427, 433			
—, Ostafrika . . .	61		
— von Weismes . . .	97		
Arkos Quarzit . . .	435		
Arsen kies auf Goldquarz- gängen . . .	66		
Asar . . .	97, 98, 321		
—, gemischter . . .	99		
—, Ostfriesland . . .	283, 284, 287		
Asche, vulkanische . . .	327		
Aschenfall . . .	326		
Aschenschichten d. Zechsteins . . .	115		
Asgräben . . .	229		
—, Ostfriesland . . .	287		
Asgruben . . .	323		
<i>Asinus somalinensis</i> . . .	237		
<i>Aspidura</i> sp. . . .	42		
<i>Asplenium argutulum</i> . . .	200		
Assise de Nouvelle . . .	261		
<i>Asterophyllites equisetiformis</i> . . .	91		
<i>Atherstonia</i> . . .	288		
		B.	
		<i>Balanus</i> sp. . . .	49
		<i>Balanocrinus</i> aff. <i>pentagonalis</i> . . .	210
		Baltische Endmoräne . . .	234, 240
		Barchane . . .	249, 252
		Bärenzähne, Leinetal . . .	227
		Baruther Haupttal . . .	231, 242, 248
		Basanit . . .	23
		Basalt, Analysen 274, 401, 408, 414	
		—, Annaberg . . .	53
		—, Chromgehalt . . .	402
		—, Einteilung . . .	51, 404
		—, Erscheinungen beim Schmelzen . . .	122, 217, 318
		—, erratischer . . .	49, 96
		—, im Diluvium . . .	49, 96
		—, Löslichkeit . . .	413
		—, Madeira . . .	23
		—, melilithhaltiger . . .	401, 404
		— mit Liasfossilien . . .	203
		—, schlackiger vom Hohen- höwen . . .	413
		—, Titangehalt . . .	402
		—, Wartenberg . . .	244, 401
		Basaltbreccie mit Holzresten . . .	283
		Basaltgang . . .	260
		Basalttuff, Greifswald . . .	254
		Bastard Blue . . .	279
		Bathah . . .	306
		Baumhauerit . . .	176
		Bazillariaceen, Leichenwachs . . .	160

	Seite		Seite
Beaufortschichten	282	Bonebeds im Nubischen Sand-	
Beerbachit	189	stein	299
Beiratssitzungen	183, 316	Bonhomme-Valtin-Moselotte-	
<i>Belemnites hastatus</i>	207	Spalte	271
— <i>subhastatus</i>	211	Bornicher Horizont	100
Belemniten	41	Boulders	295, 77
— im deutschen Muschelkalk	42	Brackwasserformen in mari-	
<i>Belemniteuthis bisinuata</i>	41	nen Schichten	189
Bellerophonkalk	389	Brandungsgerölle, Eocän	149
<i>Bellinuridae</i>	189	Braunkohlenformation,	
Bergsturz, interglazialer	4	märkisch-pommersche	45
Berliner Haupttal	233	—, supkarpatische	25
Berolinische Eiszeit	275	—, subsudetische	25, 44
Berolinium	275	Braunkohlensilicite	221
<i>Beyricha devonica</i> 101, 112,	116	Breccien	418
— <i>Richter</i>	98	Breccienstruktur des Blue	
Bibliotheksbericht	446	Ground	298
Bibliotheksrevision	187	Bröckelschiefer	311
Bildung der Pipes	307	Bronzit im Flasergabbro	15
— — Täler	247	— im Granat-Pyroxenfels	297
— von Aktinolith	147	— — Kimberlit	295
Bildungsweise von Ammoniak	194	Bronzitserpentin	10
Bindemittel des Buntsand-		Brüche, präoligocäne	112
steins	309, 314	<i>Bubalus Bainii</i>	235
Binnendünen . 243, 247, 249,	252	<i>Buccinum gaultinum</i>	55
Binnenreviere des Prod. Kar-		— <i>nodoso-costatum</i>	49
bons	150	Buntsandstein	229, 297
Binnit	176	—, Bindemittel	309, 314
Biotit im Amphibolschiefer	28	—, Farbe	313
— — Basalt	258	—, Fauna	312
— — Blue Ground	293	—, Flora	312
— — Gabbro	19	—, Gliederung des unteren	229
— — Granat-Pyroxenfels	297	—, Heimat der Gerölle	229
— — Griquaite	300	—, Klima	230, 310
Biotitfelse im Kimberlit	295, 296	—, Saalfeld	227
Biotitgneis	311, 320	—, Thüringen	227
—, Freiburger	320, 322	—, Wüstenklima	230
Biotithornfels	173	Buntsandsteinwüste	372
Biotithornschiefer 151, 162, 166,	185		
Bitumen	115	C.	
Bituminierung	153	<i>Calceola sandalina</i>	114
Bleiglanz in Goldquarzgängen	66	Calcit siehe Kalzit.	
Blockbasalt	126	<i>Callipteris Bergeroni</i>	152
Blockbestreuung der Grund-		— <i>conferta</i>	91, 152
moräne	236, 245, 249	— <i>curretiensis</i>	152
Blockpackungen	245, 248, 249	— <i>flabellifera</i>	152
Blockwälle	248	— <i>lyratifolia</i>	152
Blue Ground (siehe auch		— <i>oxydata</i>	152
Kimberlit)	277, 290, 76, 81	— <i>polymorpha</i>	152
Boberterrassen	79	— <i>Raymondi</i>	152
Bogendünen (siehe auch Bar-		Callovien, Polen	205
chane)	247	<i>Calluna vulgaris</i>	228
Bogheadkohle	157	Cambrium siehe Kambrium.	
		Campinien	265

	Seite		Seite
<i>Cardioceras</i> -Arten	212	<i>Corbula carinata</i>	49
— <i>alternans</i>	207	— <i>gibba</i>	44, 49
<i>Cardita</i> sp.	48	Cordierit	364
<i>Cardium</i> , Gattung	148	<i>Coretus Lincki</i>	191
— <i>Neptuni</i>	148	<i>Crenella</i> sp.	51
— <i>obsoletum</i>	48, 52	<i>Cryphaeus</i>	9
— <i>Otto</i> i	85	— <i>acutifrons</i>	11
Cauber Horizont	99	— <i>atarus</i> n. sp.	9
Cave sandstone	306	<i>Crocodilia</i>	188
<i>Cellepora globulosa</i>	47	<i>Cucullella affinis</i>	113
Cenomantransgression	299	Culm siehe Kulm	
<i>Ceratites binodosus</i>	42	Cultrijugatuszone	114
— <i>Münsteri</i>	42	Cyanit	304
Cerithienschichten	47	— im Gneis	320
<i>Cerithium bidentatum</i>	52	<i>Cyathophyllum binum</i>	97, 98
— <i>dijunctum</i>	47	<i>Cyclotus scalaris</i>	191
— <i>Frickei</i>	55	<i>Cypricardella curta</i>	113
— <i>lignitarum</i>	52	— <i>unioniformis</i>	113
— <i>nodosoplicatum</i>	48	Cypricardellenbänke	100, 115
— <i>pictum</i>	44, 47, 48	<i>Cypris Fraasi</i>	192
— <i>rubiginosum</i>	47, 48	<i>Cyrtina heteroclyta</i>	99
— <i>spina</i>	49		
— <i>Schrammeni</i>	55		
— <i>Wunstorfi</i>	55		
Cerium	176		
<i>Chama austriaca</i>	49		
Chelléen	88		
Chelléo-Moustérien	85		
Chemische Eigenschaften des Melilithbasalts	401		
Chemische Zusammensetzung siehe auch Analysen			
— — von Gneis	324, 326, 342		
Chirotheriensandstein	228, 314		
Chirotheriumfährten	300		
Chloritschiefer	186		
Chondritenschichten	102		
Chromdiopsid	297		
Chromit im Basalt	246, 256, 267		
— — Kimberlit	295		
Chromoxyd im Basalt	402		
<i>Cingularia typica</i>	151		
<i>Clausilia</i> sp.	122		
<i>Clupea</i>	300		
Clymenienkalk	296		
Coblenzquarzit	102, 104		
Coblenzschichten	96, 104, 420		
<i>Cochlicopa lubrica</i>	121		
<i>Collyrites dorsalis</i>	211		
— <i>ovalis</i>	211		
— sp.	210		
<i>Congeria</i>	44		
Conglomerat à Silex	261, 262		
<i>Conus</i> sp.	47, 48		
		D.	
		Dach der Gneislakkolithen	360
		<i>Dalmatinites</i>	98
		<i>Damaliscus pygargus</i>	241
		— sp.	241
		Decke, austroalpine	182
		—, lepontinische	179, 182
		—, rhätische	179
		Deckentheorie	177
		Deckschichten, Ostafrika	60
		Denudationsfläche, Sylt	40
		Devon	96, 296
		Diabas	387, 16, 20, 295
		—, analcimeführend	18
		—, Ostafrika	62, 63
		—, Südafrika	285
		—, säulige Absonderung	286, 287
		—, thüringischer	22
		Diabasgänge	107, 296
		— im Granit	63
		Diabas-Keratophyrereihe	16
		Diabaskontaktschiefer	149
		Diabasporphyr	285, 289
		—, Ostafrika	62
		Diabasschiefer	189, 149
		<i>Diadema</i>	47
		Diallag im Gabbro	12
		Diallagit	189
		Diamanten	275
		— im Blue Ground	78
		— — Eklogit	298, 300
		— — Griqua	300

	Seite
Diamanten, Verwachsung mit Pyrop	290
—, Zusammenvorkommen mit Graphit	300
Diamantengehalt des Blue Ground	284
Diamantenlagerstätten	275
Diamantseifen	282
Diatomeenkieskerne	254
<i>Diceras speciosum</i>	165
Differentiation des Gabbro-magmas	296
Digestion	362
Diluvium, Ägypten	298, 310
—, an der Ems	96, 132, 281
—, gemengtes	80
—, Greifswald	254
—, im Harzvorland	120
—, Leinetal	225
—, Maas	256, 283
—, Niltal	310
—, Ostfriesland	215, 96, 281
—, Rhein	256, 283
—, Riesengebirge	71
—, Südafrika	232
—, Spuren des Menschen	84
—, Sylt	38
—, Vogesen	270
Dinantien, China	200
Dinothieriensande	221
<i>Dinotherium</i>	221
Diopsid	297, 298
Diorit im Gneis	322
Dioritporphyr	204
Dipneumonier Lungenfisch	189
Dipping away	282
Diskordanz im Oberkarbon	31
Dislokationsphasen, tertiäre	182
Disthon und Andalusit, Zu-sammenvorkommen	197
Dogger, Polen	205
Dolerit, Südafrika	285
Dolomit, Frankenjura	165
Dolomitspat im Basalt	260
Drakensberglava	307
Dreikanter im Buntsandstein	229, 297
<i>Dreissensia</i>	44
Driftbewegung in Seen	324
Druckschieferung	147
Drumlins	99
Dufrenöysit	176
Dünen	243, 247, 249, 252
Dünenketten	249

	Seite
Dünensande, rote	306, 308
Durchbohrung, bruchlose	279
Durchbruchstal der Oder bei Frankfurt	232
Dutch Boart	78
Dwykakonglomerat	279, 285
Dwyka Shales	285
Dysodil	155

E.

Eberswalder Tal	234
Eburnéen	89
Eccaschiefer	304
<i>Echinus</i> sp.	49
Ecksches Konglomerat	297
Eifeler Facies des Devons	118
Eifelien	103
Eifelschichten	103
Einbruchskessel der Lavavul- kane	109
Eingänge für die Bibliothek 446, 14, 57, 110, 143, 167, 222, 289, 327	
Einschaltungen, eruptive, im Gneis	322
—, sedimentäre, im Gneis 324, 333, 347	322,
Einteilung d. Eruptivgesteine	16
— der klastischen Gesteine	432
Eisenerze im Amphibol- schiefer	28
— im Miocän	24, 51
— in Ostafrika	67
Eisenerzlagerstätten Lapp- lands	135
Eisenglanz, Lappland	136
Eisenkies, Frankenjura	166
Eisenoolithe, Niederrhein	221
Eisenquarzschiefer, Ost- afrika	68
Eiswind	243, 249
Eiszeit siehe Diluvium.	
Eiszeit, ältere, Harzvorland	129
—, Berolinische	275
—, jüngere, Harzvorland	129
—, Saxonische	275
Eiszeitablagerungen im Riesengebirge	83
Eklogit	313
— im Kimberlit	298, 78, 81
Elbtalsand	248
<i>Elephas</i>	242
— antiquus	83

	Seite
<i>Elephas primigenius</i>	126, 83
— <i>Trogontherii</i>	126, 128
Embotyi-Konglomerat	288
Endmoränen, allgemeines	234, 248
—, baltische	234, 240
—, Neumark	234, 245, 251
—, Ostfriesland	283
— von Tergast	220
—, Übergang in den Sandr	251
—, Uckermark	251
—, Vogesen	270
— westlich der Ems	99
<i>Endocostea flexuosa</i>	113, 317
— <i>Cumminsi</i>	113, 317
—, <i>cymba</i> nov. sp.	317
— <i>impressa</i>	113
Enstatit im Flasergabbro	15
— im Granatpyroxenfels	297
— im Kimberlit	295
Entstehung von Aktinolith	147
— — roten Sandsteinen	304
Kocän, Ägypten	242, 298
Eocäne Brandungsgerölle	149
Eolithen	12, 82
Eolithikum	84
Epidottonschiefer	185
<i>Equisetites mirabilis</i>	152
<i>Equisetum Mougeoti</i>	301
<i>Equus Böhmii</i>	287
— <i>Burchelli</i>	237
— <i>caballus</i>	126, 237
— <i>germanicus</i>	126, 128
— <i>Quagga</i>	237
— <i>Zebra</i>	237
Erbsteinsteine	310
Erdöl	115, 154
Erdölbildung	116, 154
<i>Erica tetralix</i>	228
Erstarren der Silikatschmelzen (Ausdehnung)	122, 217, 317
Eruptionsbreccie	260
Eruptionsschlot von Basalt	260
Eruptivgesteine, Einteilung	16
— im Gneis eingelagert	322
Eruptivgesteinsgänge, Vicenza	377
— —, tertiäre	398
— —, triadische	386
— —, vortriadische	377
Eruptivgneise	359
Essexit	16, 21, 23
Essexitdiabas	22
Essexitmelaphyr	22
Essexit-Theralithreihe	16
<i>Eudictya</i>	254

F.

	Seite
Facies, karpatische der Kreide, in Sumatra	203
—, mittelhheinische, des Unterdevons	96
Faciesgebiete des Unterdevons	96, 118
Falten, prätriadische	95
Faltungsphase der Alpen	182
Farberde, Frankenjura	166
Farberdelehm	166
Fauna, interglaziale	4
Feldspat, effusiv	52, 55
—, intratellurisch	51, 52
— der klastischen Gesteine	420
— des Riesengneis	335
Feldspatbasalt	51, 399, 23
Feldspatbreccie	433, 436
Feldspathornfels	191
Feldspatitisation	356
Felsophyr	394
Fett der Wasserorganismen	160
Feuersteinpackung	261, 262
Flammengneis	313, 332
Flammenton, Posener	28
Flammkohlen, Saarbrücken	90
Flasergabbro	1
—, chemische Zusammensetzung	40
—, Verwitterung	45
Fleckschiefer, Ostafrika	62
Floating reef	282, 79
Flöhasynklinale	314
Flora, paläozoische	150
Florianer Tegel	50
Flözleerer Sandstein	426
Fluviatil	215, 237
Foldunger Gneis	329, 373
Forellenstein	295
Form der Geschiebe	219, 103
Fossilien im Basalt	203
Foyaitisch-theralithische Reihe	16
Freiberger Biotitgneis	320, 322
Frühfluvial	215
Frühhvitalglazial	215

G.

Gabbro	1, 379, 136, 295
— im Kimberlit	295, 302
—, Neurode	295
—, Norddeutschland	21
—, Ostafrika	62

	Seite		Seite
Gabbro, Schwarzwald	189	Geschiebelehm, Leinetal	227
—, Vincenza	400	Geschiebemergel . 72, 129, 217	
Gabbroaplite	296	—, Emstal	132, 285
Gabbrogerölle im Kulm	296	— in der Endmoräne	246
Gabbroide	7, 189	—, Harzvorland	129
Gabbro-peridotitische Reihe	16	—, Ostfriesland . . 217, 132, 285	
Gabbropegmatit	296	—, Riesengebirge	72
Gabbrostruktur	20	—, Sylt	39
Gagat	175	Gesteine, Einteilung	417, 432
Gänge, einfache	66	—, hemimetamorphe	418
— von Basalt	260	—, klastische	417
— — Eruptivgesteinen, Vi-		—, umgewandelte	418
— — — — — cenza	377	—, verfestigte	418
— — — — —, aplitische	296	Gesteinsführung der Grund-	
— — — — —, Erzgebirge	369	— — — — — moräne im Riesengebirge	72
— — — — —, Glatzer Gebirge	296	Gesteinsgänge, Vincenza	377
— — — — —, lamprophyrische	296	— — — — —, tertiäre	398
— — — — — Muskovitgranit im		— — — — —, triadische	386
— — — — — Gneis	344	— — — — —, vortriadische	377
—, zusammengesetzte	66	—, Glatzer Gebirge	296
Ganggesteine, aplitische	296	Gesteinsknollen im Kimberlit	295
—, lamprophyrische	296	<i>Gigantostraca</i>	188
Gangtypus Araca	8	Gips als Bindemittel im Bunt-	
— Potosí	8	— — — — — sandstein	314
<i>Ganoidei</i>	188	—, Entstehung in Tonen	255
Gaultpetrefakten	55	— im Miocän	24, 50
Gedinneschichten siehe Ge-		Gipskeuper	112
— — — — — dinnien	97	Glazialschrammen im	
Gedinnien	97	— — — — — Dwykakonglomerat	289
Gelbfärbung des Meliliths	248, 405	Glasbasalte	67
Gelbkalk a. d. Tauber	268	Glassplitter im Paläocän	254
Gemengteile des Muskovit-		Glaukonit im Dogger	211
— — — — — gneises	340	Gletscher der Vogesen	275
Genesis der Gneise	369	Gliederung des Bunt-	
— der Nephelin- und Melilith-		— — — — — sandsteins	229
— — — — — basalte	269	— der Gesteine	417, 432
Geodenschiefer	116	Glimmer im Basalt	258
Geographische Verbreitung		— — — — — Eklogit	300
— — — — — von Nephelin- u. Melilith-		— — — — — klastischen Gesteinen	421
— — — — — basalt	269	—, Ostafrika	69, 71
Gerölle	417	Glimmerfleckschiefer	134
— im Buntsandstein, Heimat	229	Glimmerquarzhornfels	134
Gerölläsar	220, 97, 284	Glimmersandstein	98
Gerölldecksand	100	Glimmerschiefer 5, 183, 187, 313,	
Geröllendmoränen	283	— — — — — 333, 347, 363	
Geröllwüsten	302	—, Schwarzwald	190
<i>Gervilleia</i>	137	Glimmerschieferformation 818, 366	
— <i>Murchisoni</i>	229, 309, 312	Glimmertrapp, Metzdorfer 329, 351	
— <i>socialis</i>	41	<i>Glossopteris</i>	60, 152
Geschiebe im Diluvium bei		Gneis	189, 308, 419
— — — — — Hirschberg	72	—, Alter	368
—, Form	219, 103	—, Annaberg- Marienberger	325,
Geschiebeäsar	221, 97, 283, 284	— — — — — 327	
Geschiebestreuung 236, 245, 249		—, Erzgebirge	308

	Seite		Seite
Gneis, Foldunger	329, 373	Granulitgebirge	5
—, Freiburger	320, 322	Graphit im Eklogit	300
—, Genesis	369	—, Ostafrika	70
—, grauer	311, 320	— und Diamant, Zusammenvorkommen	300
—, Ostafrika	61, 64	Graphitgneis, Ostafrika	70
—, roter	312, 319, 333, 340	Grauwacke 188, 374, 418, 419, 423	
—, Schwarzwald	190	— im Gneis	322, 333, 347
Gneisformation	309, 366	— kristalline	322, 347
Gneisglimmerschiefer 5, 133, 187, 319, 363		Grauwackenhornfels	330
Gneisinjektionen im Hornfels	331	Grauwackenglimmerschiefer	374
Gneiskuppeln	309	Grauwackenschiefer 418, 429, 437	
Gneislakkolithe	360	—, mildflaseriger	11
Goldgehalt der Quarzgänge, Ostafrika	66	Grauwackentonschiefer 134, 138	
Goldlagerstätten, Ostafrika 60, 65		Griquait	301
Goldquarzgänge, Ostafrika	65	Grödener Schichten	387
Goldvorkommen, Ostafrika	65	Grunder Schichten	50
<i>Gonostoma blaviana</i>	192	Grundkonglomerat des Nubi- schen Sandsteins	301
<i>Gosseletia carinata</i>	99	Grundmoräne, Ostfriesland	285
Graben, Teutoburger Wald	111	—, Uckermark	234
—, ostafrikanischer	61	Grundmoränenebene	250
—, zentralafrikanischer	61	Grundmoränenseen, Ostfriesland	285
<i>Grammysia Beyrichi</i>	113	Grünsand, Waldenburg	148
Granat	304	Guitermanit	176
— siehe auch Pyrop		Gully	233
— im Amphibolschiefer	28	<i>Gulnaria ovata</i>	122
— — Eklogit	300	<i>Gyraulus sibiricus</i>	122
— — Granat-Pyroxenfels	297	<i>Gyrorbis leucostoma</i>	122
— — Kimberlit	295, 297		
—, Ostafrika	70		
Granat-Cyanit-Gestein im Kimberlit	303		
Granatfleckenschiefer	134, 196		
Granatglimmerfels 313, 333, 347, 348			
Granat-Pyroxenfels im Kimberlit	295, 296		
Granit, julierartiger, im Apennin	181		
—, Ostafrika	60, 62, 64		
—, Schwarzwald 131, 202, 190			
—, tertiärer	181		
—, Vicenza	400		
Granitgänge im Gneis	344		
Granitgneis	321, 373		
Granitgneislakkolithe	361		
Granitit, Baden-Baden	205		
Granitodioritische Reihe	16		
Granitporphyr	158		
Granitsand in Wüsten	306		
Granitstöcke, Erzgebirge	310		
Granophyr	158, 288		
Granulit	5, 6		

H.

<i>Harnleinia</i> nov. subgen.	317
— <i>cymba</i> nov. sp.	317
Hamadas	302
Hanhai-Ablagerungen	308
Hard Blue	290, 76
Hardibank	76
<i>Harpagodes Oceani</i>	165
Harzburgit im Kimberlit	295
Hastiereniveau	89
Hauptanhydrit	139
Hauptbuntsandstein	297
Hauptdolomit	399
Haupteiszeit	97
Hauptinterglazialzeit	37
Hauptkalilager	136
Hauptreticularisbänke	100, 105
Hauptterrasse des Rheins 257, 265	
Hauymelilithbasalt	412
Heimat der Gerölle im Bunt- sandstein	229
<i>Helisoma oligyratus</i>	191

	Seite
<i>Helix arbutorum</i>	121
— <i>blaviana</i>	192
— <i>costata</i>	121
— <i>costellata</i>	121
— <i>hispidia</i>	121
— <i>pulchella</i>	121
— <i>sp.</i>	48
— <i>tenuilabris</i>	124
<i>Hemiaspis</i>	189
Hemimetamorphe Gesteine	418
Hercyn	424, 432
Herdorfer Schichten	11
Hermeskeilschichten	98
Hesbayen	85
Hessische Facies des Unterdevons	119
<i>Hexaprotodon</i>	238
<i>Hipparion</i>	237
<i>Hippopotamus</i>	235
— <i>amphibius</i>	238
— — <i>var. robustus</i>	238
Hochterrasse des Rheins	6
<i>Hoernesia socialis</i>	41
Höhenverhältnisse, Neumark	239
Holtemmeschotter	120
Holzreste im Blue Ground	283
<i>Homalonotus gigas</i>	102
— <i>Roemeri</i>	98
Honanbruch	198
<i>Hoplites tardefurcatus</i>	56
Horizont von Ronzon	193
Hornblende im Gabbro	18
— — Amphibolschiefer	26
Hornblendediabas	398
Hornblendegabbro	302
Hornblendeschiefer, Ostafrika	61
Hornerschichten	50
Hornfels 134, 165, 166, 190, 194, 202, 208, 347	
— im Gneis	333, 347
—, Ostafrika	62
—, Sumatra	204
Hornfelsquarzit	198
Hörste, allgemeines	280
Hümmlingäsar	227
Humusgesteine	153
Humussubstanz im Buntsandstein	323
Hünserückien siehe Hünserück-schiefer.	
Hünserückschichten siehe Hünserückschiefer	
Hünserückschiefer	96, 98
Hutchinsonit	176

	Seite
Hvitåglazial	215, 102, 281
<i>Hydrobia acuta</i>	48
Hydrographie der Ems	223
Hypersthen	15

I. (J.)

<i>Ichthyosaurus</i> sp.	300
— <i>campylodon</i>	300
Jetrock	157, 158
lhnaterrasse	243
Ilmenit im Basalt	267
— — Blue Ground	293, 295
— — Griquaüt	300
Inglazial	215, 220, 97
Injektionen von Gneis in den Hornfels	331
Injektionserscheinungen, Schwarzwald	189
Inkohlung	153
Inlanddünen	243, 249
<i>Inoceramus balticus</i>	114
— <i>Crispi</i> MANT.	113, 317
<i>Cumminsi</i>	113, 317
<i>cymba</i> nov. sp.	317
— <i>flexuosus</i>	113, 317
— <i>fuscus</i>	211
— <i>Goldfussianus</i>	114
— <i>impressus</i>	113
— <i>latus</i>	114
— <i>lobatus</i>	113
— <i>orbicularis</i>	114
— <i>regularis</i>	113, 300
Innenmoräne	97, 102
Inselberglandschaft	301, 314
Interglazial	129, 4, 35, 84
Interglazialer Bergsturz	4
— Muschelsand	36
— Schuttkegel	4
— Torf	35
Interglazialfauna	4
Interpluvialzeiten	307
Intrusionen	346
Intrusiverscheinungen	260
Intrusivlager im Gneis	340, 346
Jordanit	176
<i>Iridina</i> sp.	236
Itabirit, Ostafrika	61
Jura, Ostafrika	60
—, Polen	205
Juraversteinerungen in Rheinablagerungen	256

K.	Seite	Seite
Kalkalkalireihe der Eruptiv- gesteine	16	Klastische Gesteine 417
Kalke im Glimmerschiefer	320	Klima des Buntsandsteins 230, 310
— — Gneis 322, 324, 333, 335, 347, 349, 362		— des Perms 810
— — miocänen Tegel	24	— der Trias 310
Kalkgrauwackenschiefer	432	Knollenkalk 103
Kalklager, Ostafrika	74	Knollensteine 221
Kalkstein-Granatfelslager im Gneis	335	Knotenschiefer 152, 154
Kalktonschiefer	432	—, Ostafrika 62
Kalminzer	84	—, Sumatra 204
Kalzit im Basalt	261	<i>Kochia capuliformis</i> 98, 113
— — Kimberlit	293	Kochsalz, Ostafrika 72
Kambrium	366	Kohlenflöze, China 199, 200
Kamptonit	386, 23	Kohlenkalkfossilien im Rhein- diluvium 257
Kannelkohle	157, 164	Kohlenkeuper 112
Kaolin im Buntsandstein	309	Kohlenstoffgehalt des ostafri- kanischen Graphits 70
— — Nubischen Sandstein	299, 301	Kohlenwasserstoffe 118
Karbon	426	Konglomerate 418
—, Frankreich	188	—, Ecksches 297
—, Pflanzenführung	150	— des unt. Buntsandsteins 227, 297
—, Saarbrücken	90	— im Gneis 347, 349
Karbonate im Basalt	260	— von Fepin 97
Karrooformation	277	Konglomeratgneise 436
—, Deutschostafrika	68, 70	Konkretionen im Buntsand- stein 228
Karlsbader Zwillinge	321	Kontakterscheinungen, Ost- afrika 62
Kassenbericht	438	Kontaktgesteine, Sumatra 204
Kaustobiolithe	153	Kontaktthof 186, 187, 332
Kelyphit	290	— des Gneises 332, 338, 369, 365
<i>Keplerites Lahusen</i>	211	—, Ostafrika 62
— sp.	211	Kontaktmetamorphose 181, 350, 363, 390
— <i>Gowerianus</i>	211	Kontaktmineralien 349, 364
Keratophyr	16, 19	Kontaktwirkung 308, 350, 369, 390
Kerosinschiefer	159	Konzentrationszone der Gold- quarzgänge 66
Kersantitgänge	183	Kopal, Ostafrika 74
Keuper, Westfalen	111	Koprolithe 159
Kieseliger Schiefer	430	Korund 299
Kieselkonkretionen im Schiefer	430	— im Blue Ground 77
Kieselschiefer	430	Kreide, China 201
Kieseloolithschichten 221, 257, 260		—, Ostafrika 60
Kieselsäureausscheidungen im Buntsandstein	230	—, Sumatra 203
Kieskerne von Diatomeen	254	Kreidefossilien im Rhein- diluvium 258
Kieswüsten	302	Kreidemühleneolithe 86
Kimberlit 277, 285, 290, 76		Kreidetransgression 299
Kimberlitgänge	81, 277	Kristalline Schiefer 181, 309, 419
Kimberlitstock	279	Kristallsandsteine 419
Kimberlitvorkommen 277, 279, 285		Krokodilreste im Nubischen Sandstein 300
—, Nebengestein	285	
Kimmeridge	207	
Ki-sin-ling-Kalk	199	

	Seite		Seite
Kalm	368, 426, 438, 435	Lierschied-Singhofener Hori-	
— mit Gabbrogeröllen	296	zont	101
Kupfererze, Ostafrika	67	Litorinassenkung	37
Kupfererzlagerstätte, Monte		<i>Lima duplicata</i>	211
Catini	182	— <i>lineata</i>	267
Kupferkies in Goldquarz-		<i>Limax</i> sp.	124
gängen	66	Limon stratifié	85
Kupferkies, Ostafrika	66, 67	<i>Limoptera bijda</i>	112, 113
Kupferlasur, Ostafrika	67	<i>Linnaeus Brancai</i>	191
Kupferschiefer	115, 157	— <i>ovata</i>	122
Kuseler Schichten	91	— <i>palustris</i>	122
Kwei-tsu-Formation	202	— sp.	124
		— <i>subovatus</i>	191
L.		— <i>truncatuliformis</i>	191
Labradorit	11	<i>Linnocardium</i>	44
Labradoritfelse im Kimberlit	295,	<i>Limnophysa palustris</i>	122
302		<i>Limulus Bronni</i>	188
Lagergänge	378	— <i>Decheni</i>	187, 189
Lahnporphyr	19	— <i>giganteus</i>	189
Lakkolith	5, 265, 346, 360	— <i>Henckeli</i>	188
—, Allgemeines	278	— <i>liaso-keuperinus</i>	188
Lakkolithen-Horste	280	— <i>Nathorsti</i>	187, 189
Lamprophyrische Gangge-		— <i>priscus</i>	188
steine	296	— <i>syriacus</i>	187
Landschnecken, alttertiäre	191	— <i>vicensis</i>	188
Landschneckenschichten	52	— <i>Walchi</i>	187
Landpflanzen des Buntsand-		<i>Linopterus</i>	151
steins	312	Liptobiolithe	153
Lanthan	176	Literatur über Nutzbare Mi-	
Lateritbildungen im Nubi-		neralvorkommen Ostafrikas	75
schen Sandstein	299	<i>Lithoglyphus</i>	44
Lateritische Zersetzung	308	Liveingit	176
Laticostabänke	100	<i>Lodanella mira</i>	101, 112
Lava, Island	104	<i>Lonchopteris</i> -Arten	150
Lavavulkane	104	<i>Lonchopteris Bricei</i>	150
<i>Leaia</i>	91	— <i>conjugata</i>	152
Lebertorf	158	— <i>Defrancei</i>	151
<i>Leda</i> sp.	55	— <i>rugosa</i>	150
Leichenwachs der Bazilla-		Lorchhauser Horizont	99
riaceen	160	Löslichkeit des Basalts	413
Leineschotter	226	LöB	129, 417, 5, 84, 248
Leinetalspalte	113	—, älterer	5
Lengenbachit	176	—, Börde	248
Lenneschiefer	119	—, Belgien	261
Lepontinische Decke	179	—, Entstehung	278
<i>Lepicystis incana</i>	312	—, geröllführend	278
<i>Lepidotus</i>	300	—, Leinetal	226
<i>Leptodomus acutirostris</i>	113	—, Randfacies	278
— <i>medius</i>	113	—, Vogesen	278
Leucitbasalt	66	LöBkindel	5
Leucitbasanit	64	<i>Lucena oblonga</i>	122, 124
Lias, Westfalen	111	— <i>Schumacheri</i>	122
Liasfossilien im Basalt	203	<i>Lucina dentata</i>	49
Liasgräben	111	Lungenfisch, dipneumonier	189

M.	Seite		Seite
Maasfluvialit	227	Menilitische	154
Maasgerölle	221	Mensch in der Quartärzeit	82
Maasschotter	256, 283	Mergel	418
Maastaldiluvium	256, 264	Merostomata	188
Macigno	178	Messelit	156
<i>Macrocephalites lamellosus</i>	211	Meßtischblätter	203
— <i>macrocephalus</i>	211	Mesvinien	84
— sp.	210	Metagneis	190
— <i>tumidus</i>	211	Metamorphose	419
Maestrichtien	261	Meteorit	220
Magmatische Ausscheidungen	136	Metzdorfer Glimmertrapp 329, 351	
— Ergüsse	136	Mietzeltterrassen	239
— Gänge	136	Mikrodiabas	387
Magnetit im Basalt	261	Mikrostruktur des Melilith 248, 405	
Magneteisenerz, Ostafrika	68	Milchzahn von Mammut	222
Magnetit	136	Mildflaseriger Grauwacken-	
Magnetitlagerstätten	136	schiefer	11
Magnetkies im Gabbro	19	<i>Milleririnus echinatus</i>	260
— — Granat-Pyroxenfels	297	Millettianusschichten	56
Malm	272, 165	Mimosit	386
Mammutzahn, abnormer	222	Mineralien des Binnental	176
Manganerze, Ostafrika	68	Mineralvorkommen, nutzbare	60
Marmor, kristalliner	390	Miocän, Apennin	183
Marrit	176	—, Ägypten	298
Maschenfarne	151	—, Oberschlesien	23, 43
Massenbasalt	265	—, Teutoburger Wald	112
<i>Mastodon</i> , Oberschlesien	53	Mischgestein, Erzgebirge	354
—, Südafrika	236, 240	—, Schwarzwald	190
— <i>arvernensis</i>	241	Mitgliederverzeichnis	329
— <i>angustidens</i>	241	Mitteldevon, Gesteine	480
— <i>Humboldti</i>	241	Mitteloligocäne Land-	
— <i>longirostris</i>	241, 221	schnecken	192
Mechanische Trennung der		Mittelterrasse, Belgien	265
Basaltgemengteile	406	— des Rheins	6
Mediterranstufe	29, 51	<i>Modiola</i> cf. <i>Hoernesii</i>	49
<i>Melanopsis aquensis</i>	52	— <i>marginata</i>	46, 51
— <i>impressa</i>	52	<i>Modiolaria</i> sp.	51
— <i>Martiniana</i>	44, 52	Moler	255
— sp.	44, 47	Moltenoschichten	307
Melaphyr	398	Molukkenkrebse	187
Melettaschichten	25	Monchiquit	386
Melilith im Basalt 244, 246, 254, 403, 404		Mondrepuitschichten	98
—, Mikrostruktur	248, 405	Montaiglien	89
—, Gelbfärbung	248, 405	Moorpflanzen	153
Melilithbasalt 244, 246, 269, 284, 294, 401		<i>Mosasaurus mosensis</i>	300
—, Analysen	247, 274	Moséen	265
—, Genesis	269	Moselgletscher	275
—, Geographische Verbreitung	269	Moselottegletscher	275
Melilithnephelinbasalt	404, 414	Moselschotter	278
Menaurnptgletscher	277	Moustérien	84, 87
<i>Menetus spretus</i>	191, 192	Moustéro-Solutréen	87
		<i>Murchisonia</i>	101
		Murenbildung	230
		<i>Murex sublavatus</i>	47, 48

	Seite
Muskovitfleckschiefer	196
Muskovitgneis 313, 322, 334, 349	
Muskovitgranit	344
Muskovithornfels	208
Muskovithornschiefer	186
Muskovitquarzhornfels	202
Muskovitschiefer	349
Muschelsand, interglazialer	36
<i>Mutela</i>	237
<i>Myalina</i> n. sp.	118
— <i>crassitesta</i>	118
<i>Myophoria costata</i>	300, 312
— <i>laevigata</i>	41
— <i>orbicularis</i>	267
— <i>Proteus</i>	113
<i>Mytilus Neptuni</i>	148
— sp.	51

N.

Nagelfluh	4
<i>Narica ous</i>	55
<i>Natica eryna</i>	55
Natronsyenit	136
Natronsyenitporphyr	136
<i>Nautilus bidorsatus</i>	41
Neogen, Oberschlesien	24, 29
Nephelin im Basalt	64, 246
— — Basanit	59
Nephelinbasalt 62, 247, 402, 403, 404, 409, 414	
—, Analysen	247, 274
—, Genesis	269
—, Geographische Verbreitung	269
Nephelinbasanit	57
Nephelinmelilithbasalt	404, 414
<i>Nerita picta</i>	48
<i>Neritina</i> sp.	44
— <i>picta</i>	47, 48
<i>Neritostoma putris</i>	122
Netzleisten im Buntsandstein 230, 314	
Neueingänge der Bibliothek 446, 14, 57, 110, 143, 167, 222, 289, 327	
<i>Neurodontopteris obliqua</i>	151
<i>Neuropteridium elegans</i>	301
<i>Neuropteris Kosmanni</i>	151
— <i>recentior</i>	300
— <i>tenuifolia</i>	151
Netzleisten im Buntsandstein 230, 314	
Niederschlagsmenge	307
Niederterrasse des Rheins 6, 264	

	Seite
Niederungstorf	224
Niltaldiluvium	310
Norite im Kimberlit	296, 302
Nosean	412
Noseanmelilithbasalt	412, 414
Nubischer Sandstein	298
<i>Nucula decipiens</i>	99
Nulliporenkalk	47
Nunataker	78
Nutzbare Mineralien, Ostafrika	60

O.

<i>Obeliscus plicatus</i>	49
Obercoblenzschichten	102, 104, 426, 429, 432, 433
Obereocän	242
Oberflächenformen, glaziale	246
Oberkarbon, Frankreich	188
Obermiocän, Oberschlesien	24, 43
Obsidiansplinter im Paläocän	254
Odertal, Entstehung	230
Oderterrassen	233
<i>Odontoptera lamellosa</i>	99
Oignieschichten	98
<i>Oleacina crassitesta</i>	192
Oligocän, Ägypten	298
—, Belgien	261
—, Oberschlesien	25, 27
—, Überschiebungphase der Alpen	182
Oligocäne Landschnecken	191
Olivin im Blue Ground	293, 76
— — Basalt	266
— — Gabbro	17, 295
Olivingabbro	295
Ophiolith	179, 180, 182
Orlauer Störung	30
Orthit	133
Orthocerasschiefer	103, 118
Orthoklas des Riesengneis	335
Orthoklasgerölle im Buntsandstein	228
Ostafrikanischer Graben	61
<i>Ostrea Boucheroni</i>	300
— <i>Bourguignati</i>	300
— <i>cochlear</i>	44
— <i>placunoides</i>	41
Oszillationen der Alpengletscher	275
Ottweiler Schichten	91
<i>Ovopteris Goldenbergi</i>	151
— <i>Schumanni</i>	152

	Seite
Oxfordfossilien in Rhein-	
aufschüttungen	236
Oxfordien	206, 212

P.

Paläocän	254
Paläolithikum, Gesteine	84, 87
Paläomastodonten	242
Paläozoikum, Gesteine	417
Paläozoische Flora	150
Palatinit	398
<i>Paleomeryx</i>	53
<i>Paludina planiuscula</i>	193
<i>Panopaea Fauyasi</i>	47
Paralische Karbonbecken	150
Parallelstruktur, Entstehung	30
<i>Patula globosa</i>	192
Pechblende, Ostafrika	69
<i>Pecten demissus</i>	210, 211
— <i>laevigatus</i>	42
— <i>lens</i>	211
— sp.	47
— cf. <i>spinulosus</i>	49
— cf. <i>substriatus</i>	49
— <i>vitreus</i>	207
<i>Pectunculus</i> sp.	47
Pegmatit im Gneis	322, 341
—, Ostafrika	62, 69
—, parallelstruierter	322, 341
—, Schwarzwald	203
—, Sumatra	204
Pegmatitanhydrit	136, 138
—, Verbreitung	140
Pelit	437
Pénéplaine	203
Peridotite im Kimberlit	295
Periodizität des Eis-	
rückganges	276
<i>Perisphinctes acer</i>	207
— <i>acerrimus</i>	207
— <i>Championetti</i>	207
— <i>lacertosus</i>	208
— <i>orientalis</i>	214
— <i>plebejus</i>	207
— <i>Roubyanus</i>	214
— sp.	211
— <i>Tiziiani</i>	207
— <i>torquatus</i>	207, 214
Perm, Klima	310
Perowskit im Basalt	244, 254, 267,
284, 403	
— — Blue Ground	293
— — Griqualt	300

	Seite
Perowskitführung des	
Basalts	244, 266, 268, 284
Petroleum	115, 154
Petroleumbildung	116, 154
Pflanzengeographisches	150
Pflockstruktur des	
Meliliths	248, 405
<i>Phragmites</i> sp.	191
<i>Phycodes circinnatus</i> BRONGN.	320
Phyllit	5, 318, 347, 363
—, Ostafrika	61, 62
—, tonschieferartig	364
Phyllitformation	318, 366
<i>Phylloceras Velledae</i>	55
<i>Picea excelsa</i>	226
Picotit siehe Pikotit	
Pietri verdi	182
Pikotit im Basalt	246, 256, 267
Pikrit	19
<i>Pinna granulata</i>	148
— <i>Neptuni</i>	148
— sp.	47
<i>Pinnites ramosus</i>	301
<i>Pisidium</i>	122
— sp.	36, 191
Pisolithe	310
Plagioklas im Amphibol-	
schiefer	26
— — Gabbro	11
Plagioklas-Augitgesteine	16
Plänergeröllablagerungen	227
<i>Planorbis Chertieri</i>	191
— <i>leucostoma</i>	122
— <i>Lincki</i>	191
— <i>oligyatus</i>	191
— <i>Rossmasslerii</i>	122
— <i>sibiricus</i>	122
— <i>spretus</i>	191
<i>Platyceras Eegense</i>	101
Pleisketerrassen	233
Pleistocän	120, 217, 232
— siehe auch Diluvium	
<i>Pleuracanthidae</i>	188
<i>Pleuromia oculina</i>	301
<i>Pleurotoma interrupta</i>	48
<i>Pleurotomaria</i> sp.	211
<i>Plicatula</i>	300
Pliocän?, Leinetal	225
Pliocän, Ägypten	298
—, Maas	256, 266
—, Rhein	256
—, Spuren des Menschen	84
—, Überschiebungen	182
<i>Pliopithecus</i>	53

SeiteSeite

Q.

19

R.

29

	Seite	S.	Seite
<i>Rensselaeria crassica</i>	98, 118	Salzhorizont, subkarpatischer	26
— <i>robustella</i>	118	Salzton, grauer	136
— <i>strigiceps</i>	98, 118	—, Fossilführung	136
Resorptionsercheinungen,		—, roter	136
Schwarzwald	189	Salzwasser bei Petroleum-	
Reticularisbänke	100	bildung	116
Reutelo-Mesvinien	84	Sandr, Neumark	233, 246
Rhät, Schreibweise	35	—, Ostfriesland	284
Rhätische Decke	179	—, Übergang in die End-	
Rhätkeuper	111	moräne	251
Rheinfluviatil	227	Sande	417
Rheinschotter	227, 256, 283	— der Kalahari	307
Rheintaldiluvium	256	Sandanalyse	305
Rheinterrassen	6, 257	Sandstein	418, 432
<i>Rhinoceros antiquitatis</i>	126, 128	—, Einteilung	432
— <i>tichorhinus</i>	126	—, flözleerer	426
— <i>Mercki</i>	84, 89	—, roter, Entstehung	304
<i>Rhynchonella nucula</i>	37	Sandschliffe im Buntsand-	
— <i>pila</i>	100	stein	227, 230, 297, 313
— <i>sp.</i>	210, 211	Sandwüsten, rote	306
— <i>cf. varians</i>	210	Sapanthrakon	164
Riesengneis	814, 335	Sapanthrakonmergel	157
Riß-Würm-Interglazial	5, 89	Sapphir	77
<i>Rissina Dupiniana</i>	55	Saprodil	156, 164
— <i>incerta</i>	55	Saprodilkalk	155, 156
Roches moutonnées	276	Saprokoll	156, 158
Rochessongletscher	277	Sapropel	156
Rogensteinbildung	309	Sapropelite	153
Rollshausener Quarzit	421	Sapropelkalk	156, 158
Ronzonhorizont	193	Sarmatische Stufe	26, 49
Röt, Schreibweise	35	Sarn	221
Rotdolomit	387	Sattelflözgruppe	31
Rote Farbe des Buntsand-		Sauerländische Facies des	
steins	313	Unterdevons	119
— Sandwüste	306	Sauertaler Horizont	99
Roteisenerz, Ostafrika	68	Säulige Absonderung bei	
Röth, Schreibweise	35	Diabas	286, 287
Rotheller Flöze	93	Säurelöslichkeit des Basalts	413
Rotliegendes, Saarbrücken	90	Saxonische Eiszeit	275
Rubin, Südafrika	77	Saxonit	295
Rubyglimmer	71	Scaglia	178
Rüllentäler	225	<i>Scalaria</i> sp.	55
Rullstensåsar	100	Scaramuz	4
Rullstensgrus	98	Schapbachgneis	133
Rullstenskullar	100	Schaumkalk, Tauber	266
Rundhöcker	276	Schiefer	422
Rutherfordin	69	—, kristalline	133, 309, 419
Rutil im Granat-Cyanit-		—, Weiler	134
gestein	304	Schieferdach der Gneislakko-	
— im Griqualit	300	lithen	360
		Schiefertone	418
		Schildkrötenreste im Nubi-	
		schen Sandstein	301

	Seite		Seite
<i>Schizodus</i>	137	Silur, Gesteine	422, 432, 433
Schlackiger Basalt	413	Sin-t'an-shale	199
Schlier	26, 50	Sintflutholz	283
Schluchtenkalksteinformation	199	Skleroklas	176
Schmelzwasserrinnen, subglaziale	248	Smithit	176
Schmink	218	Soda	73
Schotter	417	Soft Blue Ground	290
— der Holtemme	120	Solquellen, Ostafrika	72
— der Leine	226	Solutrén	84
— der Mosel	278	Sordawalit	287
— des Rheins	227	Spalten, präoligocäne	112
— des Vaal	233	Spaltrisse im Melilith	250
Schuttkegel, interglazialer	4	Spätfluviatil	215
Schuttrinde der Wüstengesteine	304	Späthvitäglazial	215
Schwefel im miocänen Tegel	24	Spessartit, Glatzer Gebirge	295
Schwefelkies in Goldquarzgängen	66	—, Sumatra	204
Schwimmstücke für Silikatschmelzen	218, 320	<i>Sphaerium Bertereauae</i>	191
<i>Scutum Bellardii</i>	47	— <i>Risgovienne</i>	191
Sedimentgneise	359	<i>Sphenophyllum myriophyllum</i>	151
Sedimentärgesteine im Gneis	322, 324, 333, 347, 359	<i>Sphenopteris germanica</i>	152
Seebrücken	323	<i>Sphyradium columella</i>	121, 124
Seen, Ostfriesland	285	— <i>Gredlerii</i>	123
<i>Segmentina Chertieri</i>	191	Spilosit	149
<i>Selaginella lepidophylla</i>	313	Spinell im Granat-Cyanitgestein	304
Seligmannit	176	— im Pyrop	298
<i>Semionotus</i>	300	<i>Spirifer arduennensis</i> var. <i>antedens</i>	99, 100
Senkung, präenomane	165	— <i>assimilis</i>	99, 100, 105
Senon	261	— <i>auriculatus</i>	103
Septarienton	250	— <i>cultrijugatus</i>	103, 114
<i>Septifer linearis</i>	301	— <i>Decheni</i>	114
Serizitschiefer, Ostafrika	61	— <i>Dumontianus</i>	97
Serpentin	10, 251, 295	— <i>explanatus</i>	99
— im Kimberlit	291, 293, 76	— <i>Hercyniae</i>	99, 100, 114, 425
Serpentinbildung im Blue Ground	76	— <i>incertus</i>	99
<i>Serpula</i> im Buntsandstein	312	— <i>intermedius</i>	103
Siegener Facies des Unterdevons	119	— <i>mediorhenanus</i>	100, 113
Siegener Schichten, Gesteine	425, 432	— <i>Mercuri</i>	97, 98
<i>Sigillaria Boblayi</i>	151	— <i>paradoxus</i>	114
— <i>oculina</i>	301	— <i>primaevus</i>	98
Silber-Zinnerzgänge	7	— <i>speciosus</i>	103
Silikate, Ausdehnung beim Erstarren	122, 217, 317	— <i>subcuspidatus</i>	100
Silikatschmelzen	122, 217, 317	<i>Spiriferina fragilis</i>	267
—, Ausdehnung beim Erstarren	122, 217, 317	— <i>hirsuta</i>	267, 268
Silur, China	199	Spiriferinenbank	268
		Seerir	302
		Stäbfurter Typus des Zechsteins	136
		Staubfall	326
		Stauchungen, glaziale	39, 236, 241, 248, 250
		Stauchungserscheinungen	81
		Staumoränen	250

	Seite	T.	Seite
Stauoränen siehe auch Stauchungen, glaziale		Tachylit	287
Staurolith im Gneis	320, 364	Talbildung	247
<i>Stegoconcha</i> n. gen.	148	Talsand der Elbe	248
— <i>granulata</i> Sow.	148	— der Ems	223, 132
— <i>solida</i> n. sp.	148	<i>Tapes gregaria</i>	46
Steinkohlen, Ostafrika	70	<i>Tardefurcatuszone</i>	56
Steinkohlenbecken, Oberschlesien	30	Taunusien	98
Steinkohlengebirge	90	Taunusquarzit	98
Steinmergelkeuper	112	Taunusschichten	98
Steinsalz	136	Tegel	24, 46, 49
— im miocänen Tegel	24, 50	—, Florianer	50
Steinsalzlager, Oberschlesien	26	—, Lorenzdorfer	46
Steinwüsten	302	Tenuilobatuszone	165, 208
Steppenklima früherer Perioden	310	Tephrit	23
St. Hubertschichten	98	Terebratelbank	267
Stickstoff, Einwirkung auf Laven	194	<i>Terebratula</i> im Salzton	137
— in Tiefengesteinen	195	— <i>vulgaris</i>	267
Stickstoffsilicium	194	Terminalmoränen, Vogesen	270
Stinkstein	115, 155	<i>Terquemia placunoides</i>	41
Stormbergzeit	288	Terrassen des Bober	79, 80
Strahlsteingabbro	295	— der Eilang	233
Stratigraphie des Hunsrück-schiefers	96	— der Ihna	243
Streckung von Eruptivgesteinen	321, 323, 341	— der Mietsel	239
Streifenkohle	157	— der Oder	233
Streß	434	— der Pleiske	233
<i>Strophomena explanata</i>	102	— des Rheins	6, 257, 265
— <i>Sedgwicki</i> A. V. sp.	425	— des Warnowsees	324
Struktur des Amphibolschiefers	29	Terrassenschotter im Riesengebirge	77
— —, Entstehung	30	Tertiär, China	201
— des Blue Ground	293	—, Sumatra	203
— des Gabbro	20	—, Oberschlesien	23
Stylolithen im Anhydrit	143	Tertiärfossilien im Rheinlandium	257
Subglazial	215, 97	Teschener Schiefer, Sumatra	203
Subkarpatische Braunkohlenformation	25	Teschemit	17, 20
Subkarpatischer Salzhorizont	26	Tethysozean	188
Subsudetische Braunkohlenformation	25, 44	<i>Tetraprotodon</i>	238
<i>Succinea oblonga</i>	122, 124	Teufenunterschiede, sekundäre, auf Goldquarzgängen	66
— <i>putris</i>	122	Thallium	176
— <i>Schumacheri</i>	122	<i>Thamnopteris</i>	301
Sulfarsenite	176	Theralith	16, 17, 21
Sulfosalze	176	Theralithdiabas	22
Süßwasserfossilien, alttertiäre	191	Thermalämpfe, CO ₂ -haltig, Wirkung	263
— in marinen Schichten	189	Thermen, Ostafrika	74
Swaziland-Schichten	64	Thinolithlager	142
		Tiegel zum Schmelzen von Silikaten	127
		Tingwait	19
		Titanaugit	255
		— im Basalt	266

	Seite
Titaneisen im Gabbro . . .	19
Titaneisenglimmer im Basalt	267
Titangehalt des Basalts . .	402
Titanit im Amphibolschiefer	28
<i>Titanomys</i>	53
Titansäure im Basalt . . .	403
Tizianizone	208
Ton	417
Tonalit	181
Tongallen im Buntsandstein	230
Tongrien	261
Tonoolithe, Niederrhein . .	221
Tonschiefer	418, 437
—, Ostafrika	61
Torf	224
—, interglazialer	35
— unter Talsand	134
Trachydolerit	23
Trachyt, Erscheinungen beim Schmelzen	130
Transgression des Buntsand- steins	311
— der Kreide	299
— des Nubischen Sandsteins	299
Transversariuszone	208
Trechmannit	176
Trennung der Gemengteile des Melilithbasalts	406
Trias, China	201
—, germanische	41
<i>Triceratium</i>	254
<i>Trichia hispida</i>	121
<i>Trochus patulus</i>	46
— <i>Poppelacki</i>	46
Trockenrisse im Buntsand- stein	230, 314
Tropenkruste	234
<i>Tropidoleptus carinatus</i> var. <i>rhénana</i> FRECH	425
Tuffstruktur des Blue Ground	293
<i>Turbonilla Weissenbachi</i> 300,	312
Turmalin im Kontakthof . .	365
—, Ostafrika	62
Turmalinanhäufungen im Riesengneis	336
Turmalinbiotithornschiefer	166
Turmalinsonnen	336
Turmalintrümer im Gneis .	329
Turnerit	176
Turonkalk	87
<i>Turritella Archimedis</i> . . .	48
— <i>bicarinata</i>	48

U.

	Seite
Übergangsgebirge	181
Übergangstorf	224
Überfaltungsdecken	177
Überschiebungen	434, 90, 94
—, Freienwalde	242
—, Saarbrücker Carbon . . .	90, 94
Überschiebungsphase der Alpen	182
Übersichtskarten	203
Uitenhageformation	284
Umschmelzen von Basalt . .	126
Umwandlungsprozeß bei Melilith	250
<i>Unio Verreauxianus</i> LEA . .	236
Untercoblenzschichten 96, 104, 420, 425, 428, 432, 433	
Unterdevon, Faciesgebiete .	96
—, Gesteine	421, 424
Untermiocän, Oberschlesien .	26
Unteroligocän	261
Unteroligocäne Land- schnecken	192
Untersilur, China	199
Uralitdiabas, Südafrika . . .	285, 289
Uranerze, Ostafrika	69
Uranylkarbonat	69
Urems	287, 289
Urfer Schichten	422
Urnil	299
Urstromtäler	231
Urvecht	287, 289
<i>Uzita nodoso-costata</i>	49

V.

Vaalit	77
<i>Vallonia costata</i>	121
— <i>costellata</i>	121
— <i>pulchella</i>	121
— <i>tenuilabris</i>	124
<i>Valvata piscinalis</i>	36
Variolit	21, 296
Veldensteiner Sandstein 84, 86, 93, 166	
Verdrängungspseudo- morphosen	261
<i>Vertigo parcedentata</i>	121
Verwachsung von Diamant mit Pyrop	290
Verwerfungen im Diluvium .	226
Verwitterung, Begriff	411
— der Flaseriggabbros	45
Vogesengletscher	275

	Seite		Seite
<i>Voltzia heterophylla</i>	300	Wüstenklima des Buntsand-	
Voltziensandstein	300, 310	steins	230, 297
Vorstandssitzungen	183, 315	Wüstensandanalyse	305
W.		X.	
Wachskohle	164	Xenotim	176
Wahlprotokoll	1, 294	Y.	
Walkerde	9	Yellow Ground	304
Wallberg	321	Yttrium	176
Wallsteine	258	Z.	
Wasserorganismen, Fett	160	Zähne in Diluvialablage-	
Wasserstoff	119	run gen	227
Wehrlit	189	Zechstein, Harzrand	115
Weiler Schiefer	134	—, Staßfurter Typus	136
Weißes Gebirge	109	—, Werratypus	142
Weißer Jura	272, 165, 205	Zechsteinbreccie	432
Wellenfurchen im Nubischen		Zechsteinkonglomerat	432
Sandstein	300	Zeekoe Baard Amygdaloid	289
Wellenkalk, Tauber	266	Zementationszone der Gold-	
Wellmicher Horizont	102	quarzgänge	66
Wengener Porphyrit	397	Zentralafrikanischer Graben	61
— Tuff	397	Zeolithe	251, 260, 411
Werfener Schichten	390	Zeolithbildung	260, 411
Werratypus des Zechsteins	142	Zersetzung, Begriff	411
Wieder Schiefer	435	—, lateritische	308
Windauräumung	224, 286	Zeugenberge	301, 314
Winddruck auf Fluß-		Ziegeltehm, Frankenjura	166
mündungen	230	Zinnerner Hut	8
Windfrequenz	287	Zinnerzgänge	7
Windschliffe im Buntsand-		—, Typus Araca	8
stein	227, 230, 297, 313	—, Typus Potosi	8
—, Sylt	40	Zinnerzlagertstätten	7
Windverhältnisse der Eiszeit	243, 249	Zinnstein	8
Windwirkungen	230, 287	Zirkon im Griquaït	300
Wirkung plötzlicher Ab-		— — Kimberlit	295
kühlung	78	— — Labradoritfels	303
Wissenbacher Schiefer	432	<i>Zua lubrica</i>	121
Wu-shan-Kalk	200	Zusammensetzung, chemische,	
Wüsten, Arten	302	siehe auch Analysen	
—, Farbe	304	— von Basalt	401
—, Schutzrinde	304	— — Gneis	324, 326, 342
Wüstenbildung	297	— — Melaphyr aus Vicenza	392
Wüstengürtel der Erde	307	Zwillinge, Karlsbader	321

Monatsberichte

der

Deutschen geologischen Gesellschaft.

Nr. 1.

1907.

Protokoll über die Vorstandswahl in der Sitzung vom 5. Dezember 1906.¹⁾

Es wurden 114 Stimmzettel abgegeben, darunter 6 unausgefüllte.

1. Wahl des Vorsitzenden:

Es erhielten die Herren BEYSLAG 81, RAUFF 16, WAHNSCHAFTE 7, PENCK und POTONIÉ je 1; ungültig 2 Stimmen. — Gewählt Herr BEYSLAG.

2. Wahl des stellvertretenden Vorsitzenden:

Es erhielten die Herren RAUFF 81, SCHEIBE 72, PENCK 18, BRANCO 16, BORNHARDT 4, BÖHM, KEILHACK, ZIMMERMANN je 3, GAGEL 2, DENCKMANN 1; ungültig 12 Stimmen. — Gewählt die Herren RAUFF und SCHEIBE.

3. Wahl der Schriftführer:

Es erhielten die Herren KRUSCH 105, KÜHN 100, BELOWSKY 58, VON WOLFF 46, SOLGER 34, JANENSCH 31, EBERDT 8, KRAUSE 5, LEPLA 4, BLANCKENHORN, KEILHACK, LOTZ, MICHAEL, POTONIÉ, STILLE, WEISSERMEL je 2, BERG, FLIEGEL, VON KNEBEL, MESTWERDT, MEYER, RAUFF, SCHMIDT, SCHRÖDER, WUNSTORF, TANNHÄUSER je 1; ungültig 17 Stimmen. — Gewählt die Herren KRUSCH, KÜHN, BELOWSKY und VON WOLFF.

4. Wahl des Schatzmeisters:

Es erhielten die Herren DATHE 103, ZIMMERMANN 2, SCHEIBE 1; ungültig 2 Stimmen. — Gewählt Herr DATHE.

¹⁾ Kommt hier zum Abdruck, weil der Monatsbericht für Dezember 1906 in nächster Zeit noch nicht erscheinen kann.

5. Wahl des Archivars:

Es erhielten Herr JENTZSCH 105, Herr GAGEL 1; ungültig 2 Stimmen. — Gewählt Herr JENTZSCH.

6. Wahl des Beirates:

Es erhielten die Herren ROTHPLETZ 102, STEINMANN 100, WICHMANN 94, KALKOWSKY 92, SCHMIDT-Basel 70, SAUER 59, UHLIG 24, JAEKEL 12, CREDNER 8, HOLZAPFEL 7, DEECKE und VON KOENEN je 5, BECK-Freiberg, BENECKE, ROSENBUSCH, SALOMON je 3, BÖHM-Freiburg, HEIM, ÖBBECKE, POMPECKJ, WALTHER-Halle je 2, BERGEAT, ECK, FRECH, GOTTSCHKE, HOERNES, KAISER, KAYSER, KOKEN, LENK, LEPSIUS, PHILIPPSON, WEINSCHENK je 1; ungültig 35 Stimmen. — Gewählt die Herren ROTHPLETZ, STEINMANN, WICHMANN, KALKOWSKY, SCHMIDT-Basel und SAUER.

Die Gewählten erklären sich, soweit sie anwesend sind, zur Annahme der Wahl bereit, mit Ausnahme des Herrn DATHE. Auf Befragen des Vorsitzenden beschließt die Versammlung nach längerer Debatte, für diesen sogleich eine Nachwahl zu veranstalten¹⁾. Es werden abgegeben 31 Stimmen; davon für Herrn ROMBERG 13, für Herrn ZIMMERMANN 12, für Herrn WAHNSCHAFTE 4. Gewählt ist hiernach Herr ROMBERG, der die Wahl jedoch nicht annimmt, worauf sich Herr ZIMMERMANN dazu bereit erklärt.

Die in der Sitzung nicht anwesenden Herren BELOWSKY und VON WOLFF haben durch schriftliche Erklärung unter dem 8. bzw. 7. Dezember ohne Angabe von Gründen die Wahl abgelehnt, desgleichen unter dem 11. bzw. 12. Dezember die durch den Rücktritt der genannten Herren als gewählt zu betrachtenden Herren SOLGER und JANENSCH. Die Herren EBERDT, KRAUSE und LEPLA haben die Wahl mit Rücksicht auf die geringe auf sie entfallene Stimmenzahl ablehnen zu müssen geglaubt. Hiernach ist die Wahl der Schriftführer, abgesehen von der Wiederwahl der Herren KÜHN und KRUSCH, ergebnislos verlaufen.

BEYSCHLAG.

KÜHN.

¹⁾ Ausschlaggebend war für die Mehrheit der Wortlaut von § 22 der diesen Fall nicht vorsehenden Satzungen: „Die Wahl dieses Vorstandes geschieht in der Dezember-Sitzung für das nächste Kalenderjahr“

Auf Grund des § 25 der Satzungen hat sich der Vorstand in der Sitzung vom 15. Januar 1907 durch Kooptation der Herren EBERDT und KRAUSE ergänzt. Sonach besteht der Vorstand für 1907 aus

- Herrn BEYSCHLAG als Vorsitzendem,
- | | |
|--------------|---------------------------------------|
| - RAUFF | } als stellvertretenden Vorsitzenden, |
| - SCHEIBE | |
| - JENTZSCH | als Archivar, |
| - ZIMMERMANN | als Schatzmeister, |
| - KRUSCH | } als Schriftführern. |
| - KÜHN | |
| - EBERDT | |
| - KRAUSE | |

Protokoll der Sitzung vom 2. Januar 1907.

Vorsitzender: Herr BEYSCHLAG.

Das Protokoll der Dezember-Sitzung wurde verlesen und genehmigt.

Der Vorsitzende macht Mitteilung von dem Ableben zweier Mitglieder, des Herrn Berghauptmanns VON DETTEN in Clausthal und des Herrn Konsuls a. D. Dr. hon. c. OCHSENIUS in Marburg, und widmet ihnen einen Nachruf.

Zu Ehren der Verstorbenen erheben sich die Anwesenden von ihren Sitzen.

Der Vorsitzende teilt ferner einen schriftlichen Dank des Herrn ARTHUR ISSEL in Genf mit anlässlich der ihm zur Vollendung seiner 40 jährigen Professorentätigkeit von der Gesellschaft dargebrachten Glückwünsche.

Der Gesellschaft sind als Mitglieder beigetreten:

Herr Bergassessor HANS v. LÖWENSTEIN ZU LÖWENSTEIN, Schriftführer des Bergbauvereins im Oberbergamt Dortmund in Essen-Ruhr;

Herr Dr. WALTER GOTHAN, wissenschaftlicher Hilfsarbeiter an der paläobotanischen Abteilung der geologischen Landesanstalt und Bergakademie zu Berlin;

Herr Dr. J. WANNER, I. Assistent a. d. geologisch-paläontologischen Institut der Universität Bonn;

Herr cand. geol. TILMANN, II. Assistent ebenda;

- - - SCHLAGINWEIT, Bonn;

- - - DELHAES, Bonn;

- - - GERTH, Bonn;

- - - GROSCH, Bonn.

Der Vorsitzende legt die eingegangenen Bücher¹⁾ und Zeitschriften sowie den eben vollendeten neuen Katalog der Gesellschaftsbibliothek vor.

Herr PENCK sprach über interglaziale Ablagerungen im Etschtalgebiete.

Das Etschtal und untere Sarcatal erhalten ihr charakteristisches Gepräge durch sehr ausgedehnte postglaziale Ablagerungen, vornehmlich durch Schuttkegel seitlicher Wildbäche, aber auch durch mächtige Bergstürze, unter welchen die Lavini di Marco eine große Rolle spielen. Bemerkenswerterweise finden sich auch Überreste ähnlicher Ablagerungen höheren Alters, die mit mehr oder minder großer Sicherheit als interglaziale bezeichnet werden können.

Es kommen hier in Betracht:

1. der interglaziale Schuttkegel an der Mündung des Varone-Baches bei Riva. Auf die Ähnlichkeit dieser Ablagerung mit der Höttinger Breccie hat bereits 1892 BLAAS hingewiesen.

Die lose verkittete Nagelfluh, von der Bevölkerung Scaramuz genannt, wird hier von Moränen überlagert; sie ihrerseits reicht in ihren äußersten Ausläufern bis über die Vorkommnisse der Pietra Morta bei Ceole, in welcher gekritzte Geschiebe vorkommen. Die Ablagerung befindet sich also zwischen Glazialbildungen. Spärliche Reste einer Conchylienfauna in ihr deuten jedoch auf ein mildes Klima, weswegen sie selbst als interglazial zu bezeichnen ist.

2. Oberhalb Rovereto findet sich bei Pederzano eine bereits von VACEK beschriebene Konglomeratbildung, welche von den Moränen der Gegend bedeckt wird, und die auf einer großen groben Breccie auflagert, die sich ihrerseits als ein alter Bergsturz darstellt. In den Trümmern desselben findet sich ein großer Block von Porphyry, dem man nur einen erratischen Ursprung zuweisen kann.

3. Zwischen Moränen lagert eine Breccie bei Malpensada südlich Trient, auf deren Auftreten gleichfalls BLAAS bereits hingewiesen hat. Die Auflagerung der Breccie auf Moränen bei der Villa Rossi ist eine ganz unzweifelhafte, ebenso die Überlagerung durch Moränen an den Gehängen der Marzola.

4. An der Mündung des Brantentales bei Leifers findet sich der rudimentäre Überrest eines alten, ziemlich mächtigen

¹⁾ Aus technischen Gründen müssen künftighin die Neueingänge der Bibliothek den Beschluß der Monatsberichte bilden.

Schuttkegels, bedeckt von den herrschenden Moränen der Gegend, sich lehnd an ein Porphyrgehänge mit deutlichen Rundbuckelformen.

5. In der Schlucht am Schlosse Tirol bei Meran findet sich unter Moränen und Etschtalschottern ein mächtiger alter Schuttkegel des Spronsertals, in dem auch erratisches Material vorkommt.

Die erwähnten fünf Vorkommnisse erscheinen als durchaus analoge Bildungen, und wenn auch nur unter zweien direkt Moränen nachgewiesen sind, so finden sich doch unter den anderen entweder Rundhöckerformen oder in ihnen erratisches Material, so daß ihre stratigraphische Stellung als identisch anzusehen ist. Diese aber wird durch das Vorkommen der Varone-Schlucht als unzweifelhaft interglazial erwiesen. Genetisch entsprechen sie den postglazialen Bildungen des Etschtales und erweisen, daß dieses während der letzten, der Riss-Würm-Interglazialzeit, in ähnlicher Weise verschüttet wurde wie heute.

Herr G. STEINMANN sprach über Älteren Löß im Niederrheingebiet.

Unter den Auswürflingen des Rodderbergs findet man auch Löß in gefrittetem Zustande. Er enthält noch reichlich Reste der gewöhnlichen Schnecken, aber ihre Schalen sind verschwunden und nur ihre Abdrücke und Steinkerne übrig geblieben. Er braust nicht mit Salzsäure, aber der 5—6% betragende Gehalt an Kalkerde beweist, daß ursprünglich etwa 10—11% Karbonate darin vorhanden gewesen sind, die durch den Frittungsvorgang zerstört und in Silikate umgewandelt wurden. Dieser Löß entstammt naturgemäß einer Lößablagerung, die älter ist als die Eruption des Rodderbergs. Da nun gerollte Lapilli des Rodderberg-Ausbruchs bei Rolandswert lagenweise in den tieferen Schichten des Jüngeren Löß auftreten (POHLIG, LASPEYRES), und der Jüngere Löß transgredierend den Vulkanberg vom Fuß bis gegen den Kamm hinauf überkleidet, so muß angenommen werden, daß Älterer Löß in dieser Gegend vor der Eruption des Vulkans vorhanden gewesen ist. In der Tat hat ja auch LASPEYRES aus einem Hohlwege oberhalb Mehlem eine Lößablagerung beschrieben, die von eckigen Lapilli des Vulkans überdeckt wird, und die große Lößkindel pflasterartig zusammengefügt enthält. Das ist aber im Oberreingebiete das bezeichnende Merkmal des Älteren Löß, der sich im Niederrheingebiete auch an mehreren anderen Orten gezeigt hat.

Das Verhältnis der beiden Lößabteilungen zu den diluvialen Geröllauffüllungen ist am Niederrhein das gleiche wie am Oberrhein und geeignet zur Unterscheidung der verschiedenen Auffüllungen. Solcher hat man bisher drei unterschieden. Am Rodderberg lassen sich aber mit fast modellartiger Klarheit deren vier unterscheiden, nämlich folgende:

a) Niederterrasse, die Rheinebene zwischen Rodderberg und Bonn bildend. Lößbedeckung fehlt, nur kalkarmer, unreiner Aulehm, vielfach als Ziegellemm benützt, bedeckt sie. Ihre Oberfläche liegt am Rodderberg in beläufig 65 m Meereshöhe.

b) Mittelterrasse. Ihre Oberkante erhebt sich nur etwa 5 m über die der Niederterrasse; sie ist überall von Löß, aber nur von Jüngerem, bedeckt. KAISERS Mittelterrasse bei Dikopshof besitzt die gleichen Merkmale.

c) Hochterrasse. Ihre Oberkante liegt am Abhange des Rodderberges bei Mehlem in ca 110 m. Älterer Löß mit großen Konkretionen bedeckt sie in konkordanter Lagerung, während der Jüngere Löß die erodierten Abhänge dieser Geröllterrasse diskordant überkleidet.

d) Deckenschotter. Im Bereiche des Rodderberges in Höhen zwischen 160—180 m verbreitet. Meist von Höhenlehm bedeckt, anderorts auch von Älterem Löß.

Von diesen vier Terrassen entspricht a) dem Alluvium, b) und c) dem Gehängediluvium, d) dem Plateaudiluvium auf der Karte von LASPEYRES.

Die Übereinstimmung in der Gliederung des Diluviums zwischen Oberrhein und Niederrhein verdient besonders vermerkt zu werden.

An der Diskussion beteiligten sich die Herren LEPLA, PENCK, P. G. KRAUSE, SIEGERT, WOLFF, WUNSTORF und der Vortragende.

Herr LEPLA hält es nicht für angängig, von den vereinzelten Beobachtungen am Rodderberg aus, die Übereinstimmung der Gliederung des Diluviums zwischen Oberrhein und Niederrhein zu beweisen. Er weist darauf hin, daß ähnliche Versuche im Mainzer Becken nicht zu einem befriedigenden Ergebnis geführt haben, daß weiter zwischen Oberrhein und Niederrhein große Gebiete liegen, die sich bis in die jüngere Diluvialzeit gesenkt haben und daß eine Übereinstimmung zwischen den oberrheinischen Terrassen der Baseler Gegend und den Terrassen im Schiefergebirge nur durch fortlaufende Kartierung erwiesen werden kann. Bis jetzt sei eine unmittelbare Verbindung beider

Ablagerungen nicht erwiesen und vermutlich fehle sie überhaupt, weil zwischen ihnen wahrscheinlich seenartige Gebiete ohne Strömung vorhanden gewesen seien. Auch hinsichtlich der Gliederung und Zahl der Terrassen und ihrer Fassung weiche er wesentlich von dem Vorredner ab. Daß man älteren und jüngeren Löß nach dem Vorkommen von Lößkindel, einer sekundären Bildung, unterscheiden könne, ist dem Redner bisher nicht bekannt gewesen. Die Schlüsse des Vorredners seien im allgemeinen verfrüht.

Herr G. STEINMANN sprach sodann über die Zinnerzlagerstätten Bolivias.

SRELZNER hat nach den Berichten und Proben, die ihm von verschiedenen Bergleuten eingesandt waren, und nach der vorliegenden Literatur ein klares und im wesentlichen zutreffendes Bild von der Eigenart der bolivianischen Silber-Zinnerzlagerstätten geliefert; aber der Mangel eigener Beobachtungen an Ort und Stelle läßt es begreiflich erscheinen, daß seine Schilderungen noch vervollständigt oder verbessert werden können. Zudem sind im Laufe der letzten Jahre besonders im nordöstlichen Teile der bolivianischen Ostkordillere eine größere Anzahl von Zinnerzvorkommnissen entdeckt und in Betrieb genommen worden, die einen vollständigeren Überblick über die Verbreitung der Zinnerzgänge und über die Art ihrer Abhängigkeit von den tertiären Eruptivgesteinen gewähren, als man ihn früher hatte. Mein Weg führte mich auf meiner letzten Reise gerade über mehrere dieser neu entdeckten Vorkommnisse. Sie liegen zumeist weiter gegen O vorgeschoben als die bisher bekannten, so die Gruben des Cerro Leque, S. Arque, zwischen Cochabamba und Oruro. An diesem Berge, der, soweit ich ermitteln konnte, nur aus unter-silurischen Schiefen aufgebaut ist, sind etwa $\frac{1}{2}$ Dutzend Betriebe im Gange, auf denen fast nur reine Zinnerzgänge abgebaut werden; andere Erze mit Ausnahme von Eisenkies scheinen ganz zu fehlen. Bemerkenswert ist aber weiterhin, daß liparitische oder dazitische Eruptive, an deren nächste Nähe die Silber-Zinnerzgänge sonst allgemein geknüpft erscheinen, hier anstehend nicht zu sehen, auch nicht als Geröll zu finden sind, obgleich an den kahlen und weithin übersehbaren Bergen jedes derartige Vorkommnis leicht bemerkt werden müßte. Ähnlich liegen die Verhältnisse in weiter nördlich gelegenen Gebieten der Ostkordillere, in der Kordillere von Tres Cruces und von Araca im S des Illimani. Auch hier begegnen wir z. T. sogar sehr reichen Zinnerzgängen, die

vielfach keine unmittelbaren Beziehungen zu benachbarten Liparitgängen erkennen lassen, und die durch die Abwesenheit oder doch durch das vollständige Zurücktreten aller anderen Mineralien außer Eisenkies und Quarz charakterisiert sind.

Dennoch kann es bei der ausgesprochenen Verknüpfung der normalen Silber-Zinnerz-Gänge vom Typus Potosí mit den erwähnten Eruptivgesteinen keinem Zweifel unterliegen, daß auch diese einförmigen Zinnerzgänge, die man als Typus Araca bezeichnen könnte, dem gleichen Herde entstammen wie jene. Sie erscheinen als die äußersten Ausläufer der Erzgangformation, die mit der Entfernung von dem Ursprungsherde an Zinn reicher, an anderen Erzen ärmer werden. Aus der Tatsache, daß sie hier und dort bis in die nächste Nähe der Granitmassive silurischen Alters der Ostkordillere sich erstrecken, wie bei Araca (Viloco) oder gar gelegentlich im Granit selbst aufsetzen (Milluni), darf aber keineswegs geschlossen werden, daß sie zu diesen Granititen in irgendwelcher genetischen Beziehung stehen. Es handelt sich dabei vielmehr nur um ein zufälliges und ganz seltenes Zusammentreffen.

Es ist nun schon von STELZNER dargelegt worden, daß, wo Silber- und Zinnerze im gleichen Gangsystem auftreten wie bei Potosí, die Zinnerze zumeist den oberen, die Silbererze usw. den unteren Teufen angehören. STELZNER spricht daher von zinnernen Hüten im gleichen Sinne, wie man von eisernen Hüten bei Erzgängen redet, d. h. er erklärt das zinnerzreiche Ausgehende der Erzgänge nicht durch eine ursprünglich verschiedene Erzführung, sondern durch nachträgliche Verwitterungsvorgänge entstanden. Wenn er auch die Möglichkeit einer primären Differenzierung der erzbringenden Lösungen nicht vollständig leugnet, so hält er doch den tatsächlichen Beweis dafür nicht für erbracht.

Mir will es aber scheinen, als ob die erwähnten Zinnerzgänge im östlichen Zuge der Ostkordillere, in und mit denen meines Wissens überhaupt andere irgendwie nennenswerte Erzvorkommnisse nicht angetroffen sind, nur durch eine ursprüngliche Differenzierung in der Lösung zureichend erklärt werden können. Denn das Zinn tritt hier vielfach gar nicht in der Form des Holzzinnes auf, das in der Tat mit Recht als Zersetzungsprodukt geschwefelter Erze aufgefaßt werden kann, sondern es erscheint zumeist als Zinnstein in kleinen, zuweilen aber auch sehr großen Kristallen, wie auf der Grube Viloco, und damit zusammen tritt nur Quarz und Brauneisen oder Eisenkies auf. Wo aber Eisenkies noch vorhanden ist, kann von einer Hutbildung im Sinne sekundärer

Verwitterung keine Rede sein, da dieses Erz bekanntlich am frühesten der Oxydation anheimfällt.

Man kann vielmehr die quarz-, eisenkies- und zinnerzföhrnden Gänge der Ostkordillere, die sich von den anstehenden Eruptivmassen weiter zu entfernen scheinen als die Gänge vom Typus Potosí, als die extremste Ausgestaltung der dortigen Silber-Zinnerz-Gänge betrachten (Typus Araca) und ihre einförmige Erzführung auf einen primären Sonderungsvorgang in der erzbringenden Lösung zurückföhren. Dabei lassen sie in ihrem Bestande eine gewisse Ähnlichkeit mit den Goldquarzgängen erkennen, da sie ebenfalls als Gangminerale nur Quarz und Eisenkies föhren. Genetisch scheiden sie sich aber scharf von den Goldquarzgängen der Ostkordillere, die nicht mit jungtertiären Lipariten, sondern mit den obersilurischen Granititen des nördlichen Teils der Ostkordillere verknüpft sind.

An der Diskussion beteiligten sich die Herren BEYSCHLAG und BERG.

Zum Schluß sprach Herr W. E. SCHMIDT über *Cryphaeus* in den Siegener Schichten.

Als ich im Sommer 1905 im Auftrage der Königl. preuß. geol. Landesanstalt die Ausbeutung der größtenteils von Herrn Professor Dr. DENCKMANN entdeckten Versteinerungsfundpunkte des Siegerlandes betrieb, fanden sich gar nicht selten zwei *Cryphaeus*-Arten, die beide neu sind. Die eine dieser Arten ist für den Paläontologen von großem Interesse, da sie einerseits als der Urahne der ganzen *Cryphaeus*-Reihe aufgefaßt werden muß und andererseits den phylogenetischen Anschluß der interessanten Gattung *Cryphaeus* an die ältere, im wesentlichen silurische Gattung *Acaste* als sehr wahrscheinlich erscheinen läßt.

So lange mir keine gut erhaltenen Schwanzschilder vorlagen, bestimmte ich diese Form, die ich *Cryphaeus atavus* nennen will, als *Acaste*. Das ganzrandige Schwanzschild ließ auch wohl kaum eine andere Gattungsbestimmung zu. Es fanden sich auch besser erhaltene Steinkerne des Schwanzschildes, und an diesen ließ sich deutlich wahrnehmen, daß der Außenrand des Schildes tatsächlich ganzrandig, ohne Zacken war, daß aber die Gesteinslamelle des Steinkerns, welche die Ausfüllung des Umschlages darstellt, deutlich vier Paare von ganz schwachen Zacken besitzt. Die Bildung der Schwanzanhänge ist also bei *C. atavus* in den ersten Anfängen stehen

geblieben; der Innenraum des Pygidiums besitzt an seinem Rande nur vier Ausstülpungen in die Schale hinein, ohne daß diese Ausstülpungen tief genug wären, um äußerlich in Form von Buckeln oder lappigen Anhängen sichtbar zu werden. Alle übrigen Arten von *Cryphaeus* haben fünf paarige Schwanzanhänge, *C. atavus* nur vier deutlichere Anhangsanlagen, ein fünftes Paar kann man nicht mehr wahrnehmen. An der Rhachis lassen sich, allerdings noch nicht sehr deutlich, die vier ersten Ringe von den folgenden schmälern Ringen unterscheiden, ein für die jüngeren Cryphäen charakteristisches, *Acaste* fehlendes Merkmal. Besitzt demnach *C. atavus* auch nicht alle Merkmale der Gattung *Cryphaeus* hinsichtlich des Schwanzschildes, so halte ich es doch für unzumutbar, einen neuen Gattungsnamen einzuführen.



Cryphaeus atavus n. sp. Breite Form. 3:1.

Die Verzerrung ist korrigiert.

Das Kopfschild ist durch folgende Merkmale ausgezeichnet: Die Glabella trägt drei Paare von Seitenfurchen, von denen das mittlere am schwächsten entwickelt ist. Namentlich am Abdruck läßt sich wahrnehmen, daß die zweiten Seitenfurchen in der Nähe der Dorsalfurchen noch etwas schwächer werden; das ist vielleicht als ein Erbteil von den *Acaste*-Ahnen zu betrachten, denn bei der Gattung *Acaste* erreichen die zweiten Seitenfurchen die Dorsalfurchen nicht. Die Augen sind groß, die Zahl der Linsen beträgt in den mittleren längsten Vertikalreihen 6. Der Kopf endigt an den Ecken in kurze Wangenstachel. Die Gesichtsnaht verläuft hinter den Augen ziemlich gerade schräg nach vorn und biegt dann ziemlich plötzlich rückwärts zum Außenrande.

Bemerken muß ich noch, daß ich bei beiden Cryphäen der Siegener Schichten deutlich eine lange und eine breite Form unterscheiden kann. Das Schwanzschild der langen Form von *C. atavus* sieht einem echten *Acaste*-Schwanzschild noch viel ähnlicher als das abgebildete der breiten Form.

C. atavus bildet mit der anderen Siegener Art und *C. acutifrons* SCHLÜT. eine Entwicklungsreihe, die dadurch ausgezeichnet ist, daß die Hinterecken nur kurze Spitzen haben, und die zweiten Seitenfurchen schwächer ausgebildet sind als die ersten und dritten.

Zur physiologischen Erklärung der Schwanzanhänge der Cryphäen liegt es wohl am nächsten, diese Zacken oder Dornen als Schutzmittel gegen feindliche Angriffe aufzufassen; und ihre schließliche Gestalt haben sie wohl sicher zu diesem Zwecke erhalten. Vielleicht suchten die Cryphäen ihre Feinde von einem Angriff dadurch abzuschrecken, daß sie, ähnlich wie unsere Ohrwürmer (Forficularien) die geöffneten Zangen des Hinterleibes emporheben, das zackige Pygidium dem Feinde drohend entgegenstreckten. Bei *C. atavus* ist dieser Erklärungsversuch hinfällig, denn bei diesem sind ja noch gar keine äußeren Zacken vorhanden. Vielleicht gab bei ihm das Bedürfnis, den Innenraum des Pygidiums zu vergrößern, den Anlaß zu der Bildung dieser Zackenanlagen. In der Entwicklung des Trilobitenstammes zeigt sich deutlich die Tendenz, das Schwanzschild zu vergrößern, vielleicht weil, wie man vermutet hat, sich der Genitalapparat in das Pygidium verlagerte. Da nun dem Wachstum des Pygidiums durch die Gestalt des Kopfschildes, auf das es beim Einrollen passen mußte, Grenzen gesetzt waren, half sich die Natur damit, den Innenraum des Pygidiums durch Ausstülpungen über seinen Rand hinaus zu vergrößern. Im Laufe der Entwicklung erhielten dann diese Ausstülpungen zum Zwecke der Verteidigung ihre zacken- oder stachelförmige Gestalt.

C. atavus fand sich in den mildflaserigen Grauwackenschiefern¹⁾, den Tonschiefern und den Herdorfer Schichten. Die andere *Cryphaeus*-Art fand ich selbst nur in den rauhfaserigen Grauwackenschiefern und den Herdorfer Schichten, doch hat Herr Professor DENCKMANN diese Art auch in Schichten gefunden, die nach ihrer tektonischen Lage, so drückt man sich wohl am besten mit Rücksicht auf die komplizierten Verhältnisse des Siegerlandes aus, älter sind

¹⁾ A. DENCKMANN: Mitteilungen über die Gliederung in den Siegener Schichten. Jahrb. geol. Landesanst. Berlin f. 1906, S. 6.

als die mildflaserigen Grauwackenschiefer. Demnach scheint es, als ob der primitivste *Cryphaeus* nicht der älteste ist, aber es ist ja bekannt, daß sich primitive Formen oft sehr lange erhalten, und bei weiterem Sammeln wird sich *C. atavus* wohl auch in den ältesten Siegener Schichten finden.

Darauf wurde die Sitzung geschlossen.

BEYSCHLAG. KÜHN. P. G. KRAUSE.

Briefliche Mitteilungen.

1. Zur Abwehr.

Von Herrn FRITZ WIEGERS.

Berlin, den 18. Januar 1907.

In dem Aufsatz: „Einige Bemerkungen zur Geologie der Umgegend von Eberswalde und zur Eolithenfrage“ (diese Zeitschr. 1906, Monatsber. S. 197—209) wendet sich Herr P. G. KRAUSE gegen meine kritische Beurteilung seiner in früheren Arbeiten niedergelegten Anschauungen über gewisse Schichten der Eberswalder Gegend.

Herr KRAUSE behauptet nun (S. 197—198), daß ich in meinem Aufsatz: „Über die natürliche Entstehung der Eolithe im norddeutschen Diluvium“ (diese Zeitschr. 1905, Monatsber. S. 485—514), seine mündlichen Mitteilungen und diejenigen anderer Kollegen ohne Quellenangabe benutzt hätte.

Hierdurch werde ich zu folgender Richtigstellung genötigt:

1. Herr KRAUSE hat im Jahre 1904 nicht mit mir über die geologischen Verhältnisse von Eberswalde gesprochen, wie er behauptet.

2. Herr KRAUSE hat im Jahre 1905 mich nicht wieder auf das angeblich schon 1904 Gesagte aufmerksam gemacht, wie er behauptet, sondern ich bin zu ihm gegangen mit den Worten: „Durch kritisches Studium Ihrer Arbeit über

„interglaziale“ Ablagerungen in der Eberswalder Gegend bin ich zu der Überzeugung gekommen, daß die betreffenden Schichten nicht interglazial, sondern glazial sind.“ Als Herr KRAUSE antwortete, daß er jetzt derselben Meinung sei, fragte ich ihn, ob ich diese Übereinstimmung seiner neueren Ansicht mit der meinen in einer Fußnote in meinem Aufsatz äußern dürfe; Herr KRAUSE verbat es sich jedoch mit dem Bemerkens, er publiziere seine Ansichten allein. Ich stelle also Herrn KRAUSE gegenüber fest, daß ich nicht seine erst auf Anfrage mir zur Kenntnis gekommene Meinung ohne Quellenangabe, sondern lediglich meine eigene Ansicht ausgesprochen habe, die ich durch kritisches Lesen der KRAUSESchen Aufsätze gewonnen hatte.

3. Herr KRAUSE behauptet ferner, ich hätte das Verfahren unlauterer Benutzung auch anderen Kollegen, z.B. Herrn MENZEL, gegenüber eingeschlagen. Dazu äußert sich Herr MENZEL in einer Erklärung, die er mir zur Veröffentlichung überläßt:

„In der brieflichen Mitteilung des Herrn P. G. KRAUSE findet sich auf Seite 198 der Satz: „Ein Verfahren, daß er (Herr WIEGERS) auch anderen, z. B. Herrn MENZEL, gegenüber eingeschlagen hat.“ Nach dem Zusammenhange wird darin Herrn WIEGERS der Vorwurf gemacht, mündliche Mitteilungen von mir verwertet zu haben, ohne ihre Quelle zu nennen. Dieser Passus, für dessen Fassung ich verantwortlich bin, da Herr KRAUSE mir seine Korrektur vor dem Druck vorgelegt hatte, enthält in dieser Form einen ungerechtfertigten Vorwurf. Meinen Namen hat Herr WIEGERS in der Stelle seines Aufsatzes auf den sich mein Vorwurf bezieht, nicht verschwiegen. Wohl aber hat er darin eine Mitteilung von mir ohne mein Wissen veröffentlicht, über die ich selbst eine Publikation vorbereite. Außerdem hat Herr WIEGERS meine Mitteilung ganz mißverstanden wiedergegeben. Denn wenn er auf Seite 495 seines Aufsatzes sagt: „... und dieser Auffassung schließt sich, wie er mir freundlichst mitteilte, Herr Dr. MENZEL an, indem er die Entstehung der Rixdorfer Sande in das Ende der Interglazialzeit verlegt“, so ist das nicht zutreffend. Denn ich bin im Laufe mehrjähriger Beschäftigung mit der diluvialen Fauna dazu gelangt, die Entstehung der Rixdorfer Sande und gleichaltriger Bildungen in den Beginn der jüngeren Eiszeit zu stellen. Ich legte aber begreiflicherweise Wert darauf, meine Anschauung einmal nicht entstellt wiedergegeben zu finden und zum ändern sie selbst und mit ausführlicher Begründung in die Literatur einzuführen. Ich bedauere, daß mein Freund WIEGERS mich nicht durch eine einfache Nachfrage der Notwendigkeit überhoben hat, ihn berichtigen und ihm den Vorwurf der Unterlassung machen zu müssen.“

Ohne Quellenangabe, wie Herr KRAUSE behauptet, habe ich demnach weder Mitteilungen des Herrn KRAUSE noch anderer Geologen benutzt.

Diese Behauptung des Herrn KRAUSE besteht also zu Unrecht.

Nachdem ich so den heftigsten persönlichen Angriff des Herrn KRAUSE widerlegt habe, glaube ich, seine übrigen Einwände — einschließlich der sachlichen — dem Urteile des Lesers überlassen zu können.

Neueingänge der Bibliothek.

- AHLBURG, JOHANNES: Die Trias im südlichen Oberschlesien. Berlin 1906. = Abh. geol. Landesanst. Berlin, N. F. H. 50.
- BODMAN, GÖSTA: Om isomorfi mellan salter of vismut och de sällsynta jordmetallerna. Akademisk afhandling. Uppsala 1906.
- BURCKHARDT, C., et SCALIA, S.: Géologie des environs de Zacatecas. (1906.) Congrès géologique, Mexiko. XVI (Excursion du Nord).
- GRUPE, O.: Beiträge zur Kenntnis des Wellenkalks im südlichen Hannover und Braunschweig. Berlin 1906. Aus: Jahrb. geol. Landesanst. Berlin XXVI: 1905, H. 3.
- HESS VON WICHENDORFF, HANS, und RANGE, PAUL: Über Quellmoore in Masuren (Ostpreußen). Berlin 1906. Ebendaraus XXVII: 1906, H. 1.
- HOLMBERG, OTTO: Om framställning af ren neodymoxid och om tvänne nya metoder för separering af sällsynta jordarter. Akademisk afhandling. Uppsala 1906.
- MARTIN, K.: Die Fossilien von Java. Auf Grund einer Sammlung von Dr. R. D. M. VERBEEK. H. 10: Mollusken. Leiden 1906. 2°. = Sammlungen des geologischen Reichs-Museums in Leiden, N. F. Bd I, H. 10.
- MEYER, ERICH: Aufnahmeergebnisse aus dem südlichen Fläming. Bericht über die Aufnahme der Blätter Straach und Hundeluft in den Jahren 1903 und 1904. Berlin 1906. Aus: Jahrb. geol. Landesanst. Berlin XXV: 1904, H. 4.
- PHILIPPI, E.: Die Störungen der Kreide und des Diluviums auf Jasmund und Arkona (Rügen). Berlin. Aus: Zeitschrift für Gletscherkunde I, 1906.
- REID, H. F., et MURET, E.: Les variations périodiques des glaciers. (Commission internationale des glaciers.) Berlin. Ebendaraus.
- RUMPF, JOHANN: Einiges von den Mineralquellen in und bei Radein. Wien. Aus: Tscherma's mineralogischen und petrographischen Mitteilungen XXV: 1906.
- SCHMIDT, CARL: Bericht über die Exkursion nach dem Rickentunnel, nach Uznach und dem Toggenburg. Aus: Bericht über die 88. Vers. des Oberrheinischen geol. Vereins zu Konstanz 1905.
- TASSIN, WIRT: Note on an occurrence of graphitic iron in a Meteorite. Washington 1906. = Proceedings of the United States National Museum, No. 1497 (aus Vol. 81).
- WILLCOX, OSWIN W.: The viscous vs. the granular theory of glacial motion. Long Branch, N. J. 1906.

Monatsberichte

der

Deutschen geologischen Gesellschaft.

Nr. 2.

1907.

Protokoll der Sitzung vom 6. Februar 1907.

Vorsitzender: Herr BEYSLAG.

Das Januar-Protokoll wird verlesen und genehmigt.

Der Gesellschaft sind als neue Mitglieder beigetreten:

Herr Dr. JOSEPH KNAUER in Schlandorf bei Kochel (Oberbayern), vorgeschlagen durch die Herren STROMER VON REICHENBACH, ROTHPLETZ und BROILI;

Herr Dr. GEORG FRIEDRICH in Berlin W, Giesebrechtstraße 8, vorgeschlagen von den Herren G. v. D. BORNE, FRECH und WYSOGORSKI;

Herr Privatdozent Dr. H. G. JONKER im Haag (Holland), Amalia van Solmstraat 25, vorgeschlagen von den Herren MOLENGRAAFF, SCHEIBE und RAUFF;

Herr Dr. GUSTAV SCHULZE, München, Geolog.-Paläont. Institut, vorgeschlagen von den Herren ROTHPLETZ, STROMER VON REICHENBACH und BROILI;

Herr cand. geol. HUGO SCHWARZ aus Brünn, z. Z. in Berlin, Geolog. Institut d. Univ., vorgeschlagen durch die Herren BRANCO, STILLE, HAARMANN.

Der Vorsitzende macht auf eine Einladung zu dem III. Internationalen Petroleum-Kongreß in Bukarest, der im September 1907 stattfinden soll, aufmerksam.

Sodann legt derselbe die eingegangenen Bücher und Karten vor, von denen er die wichtigsten bespricht.

Herr STILLE sprach über geologische Studien im Gebiete des Rio Magdalena.

An der Diskussion beteiligten sich die Herren NAUMANN, STILLE und OPPENHEIM.

Herr O. H. ERDMANNSDÖRFFER sprach über Vertreter der Essexit-Theralithreihe unter den diabasartigen Gesteinen der deutschen Mittelgebirge.

Je tiefer die Erkenntnis der gesetzmässigen Beziehungen und Zusammenhänge innerhalb der Eruptivgesteinsgruppen vordringt, um so deutlicher tritt die allgemeine Verbreitung jener zwei großen Reihen hervor, deren Existenz ROSENBUSCH zuerst erkannt hat, und die er als Alkali- oder foyaitisch-theralithische Reihe und als Kalkalkali- oder granitodioritische und gabbro-peridotitische Reihe bezeichnet. Es sei hier nur an BECKES Forschungen¹⁾ über die böhmischen und andinischen Gesteine erinnert, aus denen die Verschiedenheiten der Reihen so besonders klar hervorgehen. Und erst kürzlich hat HIBSCH²⁾ bei Besprechung der WEINSCHENKschen Einteilungsversuche darauf hingewiesen, daß speziell bei den basaltischen Gesteinen eine natürliche Gliederung nur auf dem Prinzip dieser beiden großen Reihen beruhen dürfe.

Für die basischen Plagioklas-Augitgesteine, die lagerförmig den paläozoischen Schichten der deutschen Mittelgebirge eingeschaltet sind, hat man bisher eine solche Zweigliederung noch nicht versucht; sie werden insgesamt als Diabase bezeichnet. Ihnen gegenüber steht ziemlich isoliert die Gruppe der Keratophyre in ihrer fast ebenso mannigfachen Entwicklung. LOSSEN³⁾ glaubte allerdings eine zusammenhängende Reihe zwischen diesen beiden Gruppen annehmen zu sollen, seine „Diabas-Keratophyrreihe“. Sieht man aber die Diabase, wie dies bisher geschah, als Äquivalente gabbroider Magmen an, so ergibt sich ein Widerspruch gegen das oben erwähnte Prinzip der nebeneinander und im wesentlichen unabhängig voneinander herlaufenden beiden Reihen, denn die Keratophyre sind echte Alkaligesteine.

Es lag nun die Frage nahe, ob nicht etwa manche „Diabase“, besonders in Gebieten, wo sie eng mit Keratophyren und verwandten Typen verknüpft sind, nicht gabbroiden, sondern essexitischen oder theralithischen Magmen entsprechen, wie ja auch unter den äquivalenten Tiefengesteinen Alkalisyenite mit Essexiten und Theralithen oft aufs engste verknüpft sind.

Bei der näheren Beschäftigung mit dieser Frage hat es sich als sehr förderlich erwiesen, eingehende Vergleichsstudien

¹⁾ Min.-Petr. Mitt. XXII, S. 209.

²⁾ Ebenda XXIV, S. 308.

³⁾ Diese Zeitschr. 34, 1882, S. 455; und 35, 1883, S. 217.

mit typischen Vertretern der Essexit-Theralithreihe anzustellen, Studien, die mein Kollege Dr. FINCKH und ich z. T. gemeinsam betrieben haben. Es kamen hier besonders in Betracht: die Essexite Südnorwegens, diejenigen des böhmischen Mittelgebirges, die schlesisch-mährischen Teschenite, die Theralithe der Crazy-Mts. u. a.

Es stellten sich hierbei eine ganze Anzahl von z. T. überraschend großen Analogien mit gewissen Diabastypen heraus, in erster Linie im mineralogischen Bestand, in zweiter in struktureller Hinsicht. Chemische Ähnlichkeiten sind gleichfalls mehrfach vorhanden, doch fehlen uns hier für manche der deutschen Vorkommen noch ausreichende analytische Belege.

Auf Grund dieser Studien war es möglich, für eine Anzahl von diabasartigen Gesteinen ihre Zugehörigkeit zur Essexit-Theralithreihe mit hinreichender Sicherheit festzustellen, für andere dieselbe wenigstens wahrscheinlich zu machen.

Es sind dies folgende Vorkommen:

1. Im Harz.

Die silurischen Diabase des Bruchberg-Acker, zuges. Diese Gesteine bilden eine Reihe, die von einfachen-vorwiegend aus Plagioklas und Augit bestehenden Diabasen über Hornblende und Olivin führende Glieder¹⁾ zu grobkörnigen, analcimreichen Gesteinen hinführt. Fast immer ist in ihnen der oft nach Analogie der Essexite mit Biotit verwachsene titanreiche Augit zum größten Teil oder völlig vor dem Feldspat gebildet. Der Augit ist ferner besonders in den olivin- und hornblendereichen Typen durch schmale Säume von Ägirin²⁾ ausgezeichnet. Die tiefbraune, peripherisch oft tiefblaugrüne Hornblende gleicht völlig der der Teschenite und der gewisser Hornblende-essexite des Christianiagesbietes und der Theralithe (alkalireicher basaltischer Amphibol resp. Barkevikit). Für den Analcim ist eine Entstehung aus Nephelin zwar nicht direkt nachweisbar, aber das wahrscheinlichste. An farbigen Gemengteilen enthalten die analcimreichen Gesteine Augit, Biotit und vereinzelt eine eigentümliche Hornblende. Selten tritt auch Arfvedsonit auf

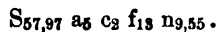
¹⁾ Vgl. M. KOCH: Mitteilung über Olivindiabase aus dem Oberharze; in: Festschrift z. 70. Geburtst. von ROSENBUSCH, -1906, S. 184.

²⁾ Er wird von KOCH nicht angegeben. Auch in gewissen Tescheniten (z. B. Söhle bei Neutitschein) tritt Ägirin genau in der gleichen Weise wie im Harze auf, ohne daß er m. W. bisher daraus erwähnt worden wäre.

Die chemische Zusammensetzung eines wahrscheinlich intrusiven, analcimführenden Gesteines von der Rauhen Schacht auf Blatt Riefensbeek ist folgende:

Si O ₂	48,47	
Ti O ₂	2,05	
Al ₂ O ₃	15,51	
Fe ₂ O ₃	2,52	
Fe O	8,46	
Mg O	3,83	Anal.: HAEFKE.
Ca O	6,36	Spez. Gew. 2,723.
Na ₂ O	6,26	
K ₂ O	0,44	
H ₂ O	4,38	
S O ₃	0,31	
P ₂ O ₅	0,23	
C O ₂	1,29	
Sa.	100,11	

Die Formel nach der OSANNschen Methode ist:



Der Projektionspunkt im gleichseitigen Dreieck fällt also in den Sextanten III, in das Gebiet der 9-Magmen im Sinne von ROSENBUSCH.

Die Bruchberg-Ackergesteine stehen isoliert; ob im Mittelharz als basische Fortsetzung der Keratophyrreihe ähnliche Gesteine auftreten, ist noch zu untersuchen.

2. Im rheinischen Schiefergebirge.

Die Diabase des rheinischen Schiefergebirges gehören, besonders dank den ergebnisreichen Arbeiten von BRAUNS¹⁾ und seinen Schülern zu den bestbekannten deutschen Vorkommen. Sucht man unter ihnen nach Analogien zu den Harzer Gesteinen, so fallen besonders die von DÖRMER²⁾ genau beschriebenen Hornblende, Glimmer und z. T. Analcim führenden Diabase der Umgebung von Dillenburg ins Auge, deren Ähnlichkeit mit den Tescheniten dieser Autor besonders betont. In der Tat ist hier die Hornblende z. T. genau die gleiche wie in den Tescheniten, den Harzer Gesteinen und den entsprechenden Essexiten und Theralithen, auch der bezeich-

¹⁾ Vgl. z. B. die zusammenfassende Darstellung in: Sitz.-Ber. Ak. Wiss. Berlin XXX, 1905.

²⁾ N. Jahrb. Min., Beil.-Bd XV, S. 594; vgl. auch HEINECK, ebenda Beil.-Bd XVII, S. 151.

nende Idiomorphismus des Augits gegen den Plagioklas findet sich in manchen Typen wieder, wenngleich echte „diabasisch-körnige“ Strukturen hier häufiger zu sein scheinen als im Harz. Ganz wesentlich wird ferner die Übereinstimmung dadurch erhöht, daß ich auch hier (in dem grobkörnigen analcimplührenden Gestein vom Oberberg bei Wissenbach) den Ägirin nachweisen konnte, und zwar sowohl in Form schmaler Säume um die Augite als auch offenbar in selbständigen Individuen. Seine Menge ist freilich äußerst gering und so erklärt es sich wohl, daß DÖRMER ihn übersehen hat, aber gleichwohl ist die Anwesenheit dieses Minerals, das geradezu als Leitmineral für diesen Gesteinstypus gelten könnte, für seine systematische Stellung von ausschlaggebender Bedeutung.

Mit der Einordnung gewisser mitteldevonischer Diabas-typen der Lahn- und Dillmulde in die Essexit-Theralithreihe erhalten wir zugleich für diese Gegend das Bild einer recht vollständigen und schön entwickelten Gesteinsserie. Sie beginnt mit dem Quarzkeratophyr (Bicken, Ballersbach) als saurem Pol; darauf folgen die Keratophyre (Lahn, Langenaubach) und die Lahnporphyre. (In diese Gegend gehört vielleicht auch das mannigfach gedeutete von PRIOR als Ägirin-Riebeckit-Tinguait bezeichnete Gestein vom Eingang in das Ruppachtal). An sie schließen sich die eben besprochenen diabasartigen Gesteine an, unter denen wahrscheinlich auch essexitische Typen vorhanden sind, und den basischen Pol bilden die Pikrite, die nach BRAUNS und DÖRMER im Gegensatz zu den mit dem oberdevonischen Deckdiabas verknüpften Pikriten den gleichen Amphibol wie die zugehörigen Diabase führen.

Wie die Verhältnisse

3. im Fichtelgebirge

liegen, ist infolge unserer noch recht geringen Detailkenntnisse von den dortigen Gesteinen noch nicht zu übersehen. Auffällig ist meines Erachtens das Zusammenvorkommen von Keratophyren und „Proterobasen“ in der Umgebung von Hof. Die chemische Zusammensetzung des Gesteins vom „heiligen Grab“, dessen Gehalt an Alkalien den an Kalk beträchtlich übersteigt, sowie die Angabe GÜMBELs¹⁾ über das gerade mit diesen Gesteinen eng verbundene Vorkommen von Analcim scheinen mir auf verwandtschaftliche Beziehungen zur Alkali-reihe hinzudeuten. Sehr bemerkenswert ist auch die Angabe

¹⁾ GÜMBEL: Geologie des Fichtelgebirges, S. 201.

GÜMBELS¹⁾ über ein „zwischen Proterobas und Keratophyr schwankendes“, gleichfalls mit sekundärem Analcim verknüpft Gestein von Neufang. Schließlich erinnert nach ROSENBUSCH²⁾ die Struktur des Proterobas von der Galgenleite sehr lebhaft an diejenige gewisser Teschenite.

Die thüringischen Diabase studiert zurzeit Herr L. FINCKH.

Aus diesen Mitteilungen geht hervor, daß die besprochenen Gesteine keineswegs einen festen Typus von bestimmtem mineralogischem und strukturellem Habitus darstellen, sondern offenbar eine ganze Reihe bilden, die an verschiedenen Orten verschieden entwickelt sein kann, und innerhalb der einzelnen Eruptivgebiete selbst oft verschiedene Typen enthält. Insbesondere muß nachdrücklich darauf hingewiesen werden, daß mit den nach Mineralbestand oder sonstigen Kennzeichen sicher in diese Reihe gehörigen Typen anscheinend überall Gesteine vom strukturellen Habitus der echten Diabase auftreten. Das bekannteste Beispiel hierfür liefern die Eruptivgesteine der schlesisch-mährischen Kreideformation, die ROHRBACH in zwei Gruppen — die eigentlichen Teschenite und die „ophitischen Diabase“ — zerlegt hat. Der geologische Befund deutet aber hier ebensowohl wie im Harz und anderwärts darauf hin, daß alle diese verschiedenen Gesteinstypen als Teilprodukte eines gemeinsamen Magmas zu betrachten sind.

Das mehrfache Zusammenvorkommen von Keratophyren und „echten Diabasen“ ist vielleicht manchmal auf solche Verhältnisse zurückzuführen.

Für diese „Diabase“ können als weitere gemeinsame und für ihre systematische Stellung bedeutungsvolle Eigenschaften nach den bisherigen Untersuchungen etwa gelten:

Die Führung von Ägirin in gewissen Typen. Der Übergang in hornblendeführende Abarten, deren Amphibol dem mancher essexitischer Gesteine entspricht.

Der Übergang in analcimführende Glieder, die alkalireiche Hornblenden oder Ägirin als farbigen Gemengteil führen können und in chemischer Hinsicht essexitisch-thermalithisches Gepräge besitzen.

Die strukturelle Eigenart, dass der Pyroxen oft vor dem Plagioklas ausgeschieden ist.

Die häufige geologische Verknüpfung mit Keratophyren und verwandten Gesteinen.

¹⁾ Ebenda S. 394.

²⁾ Mikr. Physiogr., 3. Aufl., II, S. 1139.

Die von M. KOCH im Harz nachgewiesene Führung von Olivin in den randlichen Teilen mancher Lager findet sich hier ebenso wie bei echten Diabasen, Kersantiten u. a. und ist als klassifikatorisches Moment erst in zweiter Linie von Bedeutung.

Es wird trotz diesen mannigfachen Merkmalen gar nicht in jedem Falle möglich sein, die Zugehörigkeit eines einzelnen vorgelegten Stückes zu dieser Reihe oder zu der der echten Diabase mit Sicherheit angeben zu können, besonders da die mangelhafte Erhaltung der Diabase im gefalteten Gebirge viele primäre Eigenschaften verwischt. In solchen Fällen kann oft nur das Studium ganzer Gesteinsreihen zum Ziel führen oder die Beobachtung über den geologischen Zusammenhang des fraglichen Gesteins mit andern, deren systematische Stellung sicher erkennbar ist (Keratophyre etc.).

In ihrem geologischen Auftreten gleichen die Gesteine durchaus den Diabasen *sensu stricto*, von denen sich manche Typen ja auch äusserlich kaum unterscheiden. Sie bilden intrusive Lager (Harz, Dillenburg), effusive Lager mit Übergängen in Variolite (Harz); sie sind verknüpft mit Gesteinen von diabasporphyritischem Habitus (Dillenburg, Lahn) und mit Mandelsteinen, und sie besitzen schließlich wie jene ihre ultrabasischen Grenzformen.

Zusammenfassend kann man ihre systematische Stellung etwa folgendermaßen definieren: Sie verhalten sich zum Essexit und Theralith ebenso wie sich die Diabase zu den Gabbrogesteinen verhalten.

Ob manche der bisher beobachteten Typen speziell als Äquivalente von Essexiten, welche von ihnen als solche von Theralithen zu gelten haben, ist im einzelnen noch zu untersuchen; zu den letzteren wird man im allgemeinen die analcimreichen Gesteine zu stellen geneigt sein, wenn die Entstehung des Analcims auf ursprünglich vorhandenen Nephelin sich mit Sicherheit zurückführen läßt. Daß dies bei den hier in Rede stehenden Gesteinen ganz vorwiegend der Fall ist, darauf deuten die äusserst wichtigen Beobachtungen von LACROIX¹⁾ und ROSENBUSCH²⁾ hin, denen es neuerdings gelungen ist, in Tescheniten von Portugal, Schottland und Bluschowitz einen sicheren Gehalt an frischem Nephelin festzustellen, wodurch die theralithische Natur des Teschenits einwandfrei erwiesen ist.

Auch der Gehalt an Ägirin deutet eher auf theralithische

¹⁾ C. R. Acad. sci. Paris 180, 1900, S. 1271.

²⁾ Mikr. Physiogr., 4. Aufl., II, S. 431.

als auf essexitische Natur, und daß er auch in scheinbar analcim-(nephelin-)freien Gesteinen auftritt, hindert diese Auffassung nicht, da in den Theralithen der Nephelin bis auf Spuren verschwinden kann.

Es erscheint nun wünschenswert, alle die diabasartigen Gesteine, deren Zugehörigkeit zu der Essexit-Theralithreihe erwiesen werden kann, von den Diabasen im eigentlichen Sinne, also den Vertretern gabbroider Magmen, abzutrennen. Es seien für sie — in Anlehnung an BRÖGGERS Vorgang, der neuerdings die Augitporphyrite des Christianiagebietes als Essexitmelaphyre bezeichnet¹⁾ — die Namen Essexitdiabase und Theralithdiabase vorgeschlagen, die ihrer Reihenzugehörigkeit sowohl als auch ihrem paläotypen Habitus und ihrer geologischen Erscheinungsform Rechnung zu tragen suchen.

Ich fasse diese Bezeichnungen nur als vorläufige Versuche auf, die den Zweck haben, zunächst überhaupt einmal das Zusammengehörige in der „Diabasfamilie“ zusammenzufassen und Verschiedenartiges zu trennen. Welche Gesteine im einzelnen bestimmten Tiefenformen entsprechen, wie sie gegeneinander abzugrenzen sind, und wie sie mit den Keratophyren zusammenhängen, das zu erforschen, bedarf es noch eindringender vergleichender Studien, besonders auch in chemischer Hinsicht. Danach können sich später vielleicht andere Bezeichnungen als praktischer erweisen, daß aber eine Zweiteilung wie die hier vorgenommene, in Glieder der gabbro-peridotitischen und solche der foyaitisch-theralithischen Reihe die Grundlage einer natürlichen Systematik auch für die „Diabasfamilie“ bilden muß, halte ich für unzweifelhaft.

Als ein weiterer Beitrag zur Kenntnis dieser Verhältnisse soll demnächst eine ausführlichere Darstellung der hier nur kurz besprochenen Harzer Gesteine folgen.

Herr FINCKH berichtete im Anschluß an diesen Vortrag des Herrn ERDMANNSDÖRFFER über Ergebnisse seiner Untersuchungen von ostthüringischen (vogtländischen) Diabasen. Er vertritt gleichfalls die Ansicht, daß ein Teil der Diabasgesteine des Paläozoikums im Vogtlande der theralithisch-foyaitischen Gesteinsreihe angehört und erwähnte, daß ein aus dem Ebersdorfer Waldrevier bei Hirschberg stammendes Gestein trotz seines schlechten Erhaltungszustandes

¹⁾ Nyt Magazin f. Naturw. 44, 2, 1906, S. 120.

als ein typischer Kamptonit erkannt werden konnte. Das Vorhandensein von kamptonitischen Gesteinen deutet darauf hin, daß unter den in Frage kommenden Diabasen theralithische bzw. essexitische Gesteine vorhanden sind.

Ferner weist Herr FINCKH darauf hin, daß auch in anderen Eruptionsbezirken theralithische und essexitische Gesteine mit kalkreichen Diabasen oder Feldspatbasalten vergesellschaftet sind. Auf Madeira treten nach seinen Untersuchungen unter den Tiefengesteinsformen der dortigen Basalte und Trachydolerite neben typischen Essexiten alkaliarme, diabasartige Gesteine auf. Dementsprechend finden sich neben den Trachydoleriten und Basaniten von Madeira auch Feldspatbasalte, die mit den übrigen Gesteinen durch Übergänge eng verbunden sind.

Dasselbe ist der Fall bei den trachydoleritischen und basanitischen Gesteinen des Mawensi am Kilimandscharo. Auch dort erscheinen Feldspatbasalte als Spaltungsprodukte der theralithisch-foyaitischen Magmen. J. E. HRBSCH beschreibt Feldspatbasalte des böhmischen Mittelgebirges, die ebenfalls mit Basaniten und Tephriten verknüpft sind. Es ist also eine allen diesen Eruptionsbezirken gemeinsame Erscheinung, daß kalkreiche Gesteine mit den erwähnten alkalireicheren Vertretern der theralithisch-foyaitischen Reihe genetisch zusammenhängen.

Eine weitere, wohl nicht zufällige Übereinstimmung in der Mineralkombination ist darin zu erblicken, daß die mit den Trachydoleriten des Mawensi vergesellschafteten Limburgite ebenso wie die von Herrn ERDMANNSDÖRFFER erwähnten, mitteldevonischen Pikrite aus dem Dillenburgischen durch einen wesentlichen Gehalt an Hornblende ausgezeichnet sind.

An der Diskussion nahmen Teil die Herren SCHEIBE, ERDMANNSDÖRFFER, BERG und FINCKH.

Herr R. MICHAEL sprach über die Altersfrage der oberschlesischen Tertiär-Ablagerungen.¹⁾

Wenn bis jetzt über das eigentliche oberschlesische Tertiär wenig geschrieben worden ist, obwohl es sich um Ablagerungen handelt, deren Mächtigkeit stellenweise auf 1000 m ermittelt worden ist, so liegt dies mit daran, daß die Alters-

¹⁾ Die vorgelegte Kartenskizze wird an anderer Stelle veröffentlicht werden.

beziehungen desselben schon vor langer Zeit durch BEYRICH richtig erkannt worden sind, und daß die zahlreichen späteren Aufschlüsse im wesentlichen lediglich die Bestätigung und Begründung der einmal ausgesprochenen Ansichten gebracht haben. Zu diesen Arbeiten gehören die paläontologischen von REUSS, GÖPPERT, STEGER, RÖMER, KITTL und DAMES.

Schon BEYRICH hatte erkannt, daß über den im allgemeinen als Tegel bezeichneten marinen Absätzen, die nach ihrer ganzen Entwicklung in engsten Beziehungen zu den Tertiär-Ablagerungen des Wiener Beckens stehen, im nordwestlichen Teile Oberschlesiens eine Schichtenfolge liegt, welche im wesentlichen aus Süßwasser-Ablagerungen besteht und in verschiedenartig gefärbten Tonen Eisenerze führt, die zeitweilig bergmännisch gewonnen worden sind.

Es sind dies die Schichten von Kieferstädtel, deren obermiocänes Alter später GÜRICH ausdrücklich betont hat. Die zahlreichen meist fiskalischen Tiefbohrungen, die seit den 80er Jahren im Bereich des ober Schlesischen Steinkohlenbeckens niedergebracht worden sind, haben weiteres Material auch zur Kenntnis dieser Schichten beigebracht. Weiterhin aber ist es EBERT auf Grund dieser Tiefbohrungen gelungen, den gesamten Komplex des marinen Miocäns, auf welchen etwa $\frac{1}{3}$ der Gesamtmächtigkeit der Ablagerungen entfallen, lediglich nach stratigraphischen Gesichtspunkten und auf Grund der petrographischen Beschaffenheit zu gliedern. EBERT konnte unter den etwa 1000 m mächtigen obermiocänen Schichten von Kieferstädtel zunächst eine Schichtenfolge von etwa 100 m starken, geschichteten, schiefrigen, kalkigen Tonen mit mariner Fauna unterscheiden; darunter eine Schichtenfolge von etwa gleicher Mächtigkeit, die durch die Führung von Gips, Kalk, Schwefel und Steinsalz ausgezeichnet ist. Erst unter dieser folgen nochmals etwa 300 m Tegel des marinen Miocäns mit reicherer Fauna. Über die nähere Altersstellung dieser marinen, in ihrer Gesamtheit zum Miocän gestellten Schichtenfolge zu den Schichten des Wiener Beckens, hat sich EBERT nicht ausgesprochen, da er die paläontologische Bearbeitung nicht mehr durchführen konnte. Die stratigraphische Gliederung stand fest; nach seiner Meinung sollte es der eingehenden paläontologischen Bearbeitung der Fauna lediglich vorbehalten bleiben zu entscheiden, ob die Fauna der Tegel über den Salz führenden Schichten verschieden ist von derjenigen unter denselben.

Die neueren von mir untersuchten Aufschlüsse der letzten Jahre haben nun unsere Kenntnisse hinsichtlich des gesamten

Tertiär-Profil nach oben und unten hin vervollständigt. Ich kenne jetzt 8 Bohrprofile, von denen ich 5 Kernbohrungen untersucht habe, in denen, scharf geschieden von den miocänen Schichten, oligocäne Ablagerungen, bestehend aus Tongesteinen, bituminösen Schiefern und Meletta-Schichten durchbohrt worden sind. Auf die Bedeutung dieser Funde werde ich noch an anderer Stelle näher eingehen.

Auf der anderen Seite habe ich vor etwa 1½ Jahren an dieser Stelle nachgewiesen, daß die marinen Miocän-Schichten älter sind als die schlesische Braunkohlenformation, da sie in mehreren Bohrungen von letzterer überlagert werden. Nach BEYRICHS Vorgang hatte man die niederschlesische Braunkohlenformation bis in die neuere Zeit als Oligocän betrachtet. Erst GÜRICH hat ihre Zugehörigkeit zum Miocän betont. Ich habe die schlesische Braunkohlenbildung, welche den Fuß der Sudeten von der Lausitz ab begleitet und das Vorland bis zum Odertal bedeckt, als „subsudetische“ bezeichnet, obwohl ich mich damit im Gegensatz zu BERENDT befinde. Ich fasse diesen Begriff „subsudetisch“ dem Begriffe „subkarpatisch“ in der Karpaten-Literatur entsprechend als rein geographischen Begriff auf. Die BERENDTsche Bezeichnung „subsudetisch“ betraf zunächst nur die im Vorland der nördlichen Sudeten vorhandenen Braunkohlen-Ablagerungen in der Lausitz, die von ihm im Gegensatz zu der märkischen als eine etwas ältere Abteilung hervorgehoben werden sollten, und die nur einen Teil der schlesischen Braunkohlenbildungen betreffen. Er meinte damit aber die niederschlesische Braunkohlenformation und damit die stets zu dieser gerechneten Braunkohle führenden Schichten Oberschlesiens mit. Für die Gesamtheit dieser einheitlichen Bildung ist der Ausdruck subsudetisch der gegebene.

Es ergab sich, daß die Schichten dieser subsudetischen Braunkohlenformationen (Bernstadt, Brieg, Löwen und Oppeln) genau den oben genannten obermiocänen Schichten von Kieferstädtel entsprechen, wie durch zahlreiche Aufschlüsse namentlich auch zwischen dem Odertal bis Kieferstädtel festgestellt werden konnte, sodaß diese letzteren Schichten nur eine braunkohlenfreie Fazies des Obermiocäns darstellen, denn schwache Braunkohlenschmützen kommen z. B. auch im Kieferstädtel-Horizont in der Bohrung Chorinskowitz vor.

Durch die interessante Bohrung von Lorenzdorf wissen wir, daß diese Schichtenfolge 180 m mächtig wird, und daß zu ihr auch die Quarz- und Glimmer-Sande gehören, die anderwärts

in Schlesien unter dem Flammen- und Flaschen-Ton angetroffen werden. Wenn EBERT noch nicht imstande war, sich präzise über das Alter der einzelnen von ihm rein petrographisch innerhalb des oberschlesischen Miocäns unterschiedenen Stufen auszusprechen, so geschah dies, weil er eine wichtige stratigraphische Tatsache noch nicht berücksichtigen konnte, deren Bedeutung sich erst in den letzten Jahren herausgestellt hat. Ich meine damit den von EBERT bereits genannten Gips und Steinsalz führenden Horizont innerhalb der Ablagerungen des Miocäns, der in der oberen Hälfte des Schichtenkomplexes auftritt. Wir wissen nunmehr, daß dieser Horizont genau dem subkarpatischen Salzhorizonte von Wieliczka entspricht, in allen seinen Einzelheiten, zu denen in erster Linie das Auftreten von Steinsalzlagern gehört, die jetzt auch in Oberschlesien bekannt sind.

Leider ist es mir heute noch nicht gestattet, im Zusammenhange über die besonderen Verhältnisse dieses wichtigen Vorkommens zu Ihnen zu reden, wir müssen aber mit dieser festen Tatsache rechnen, und durch sie gelangen wir zu einer leichten und klaren Gliederung des oberschlesischen Miocäns. Daß Wieliczka untermiocänen Alters ist, bzw. an der Grenze vom Mittel- zum Unter-Miocän steht, bedarf keiner weiteren Erörterung und Begründung mehr. Auch die bezüglich der engeren Lagerungsverhältnisse hier abweichenden Auffassungen erkennen diese Tatsache an. Wir können aber andererseits durch eine ganze Reihe von Vorkommnissen die Aufschlüsse von Wieliczka bis Oberschlesien z. T. in direkter Augen-Verbindung verfolgen. Der Horizont ist westlich über Krakau nördlich und südlich der Weichsel im Gebirgsvorlande verfolgt worden; deshalb ist es z. B. ganz ausgeschlossen, daß die Fauna von Przeciszow, welche erst an der Basis einer 300 m mächtigen Schlier-Ablagerung auftritt, sarmatischen Alters sein kann, wie Herr Dr. QUAAS vermutet hat.

Nach den stratigraphischen Verhältnissen muß dieselbe mindestens untermiocän sein; Herr Dr. ABEL ist, wie er mir freundlichst mitteilte, der Ansicht, daß auch diese meine Auffassung noch nicht zutrifft und die Schichten vielmehr zum Oligocän gehören. Wir wissen nun weiter, daß der Salzhorizont auch im westlichsten Galizien verbreitet und an einer Reihe von Punkten aufgeschlossen ist, und es ist uns durch die Tiefbohrungen auch bekannt, daß er sowohl im gesamten Oberschlesien, auch in der westlichsten Bohrung auf der rechten Oderseite bei Althammer, als auch in der Bohrung von Lorenzdorf angetroffen worden ist.

	Sudetisches Vorland und Niederungsgebiet der Oder	Oberschlesische Platte
Ober-Miocän	Flamentone der obermiocänen schlesischen (subudetischen) Braunkohlenschichten, Braunkohlen zwischen Öls und Kempen bei Bernstadt, Brieg, Lossen, Schurgast und Oppeln = Tone der Bohrprofile Lorenzdorf, Polnisch-Neukirch und Klein-Althammer. Quarz- und Glimmersande.	Schichten von Kieferstädel mit Säugetierresten. Bunte Letten und Sande als Begleiter der Eisenerze in den Taschen der triadischen Dolomite und Kalksteine bei Tarnowitz etc. Landschneckenmergel bei Oppeln z. T. Kurzawka z. T.
Mittel-Miocän	Obere marine Tegel von Lorenzdorf und Klein-Althammer. Gips- und Kalkstein-Schichten von Lorenzdorf.	ca 100—180 m 100—150 m 100 m Obere marine Tegel (2. Med.-Stufe z. T.) Gips-, kalk- und schwefelführende Schichten von Pschow, Dirschel, Katscher, Kokschtütz; Steinsalzlager in Oberschlesien und Galizien, Horizont der Jod-Schwefel- und Soolquellen. Landschneckenmergel b. Oppeln z. T., Beuthen und Gleiwitz. Untere marine Tegel (1. Med.-Stufe).
Unter-Miocän	Untere versteinierungsführende Tegel von Lorenzdorf, Kalkbänke von Hohndorf bei Leobschütz, Schreibersdorf etc. Untere marine Tegel bei Ostrau etc.	200—300 m 50—200 m O. O. Tonmergel von Pallowitz und Zawada. Fauna von Przecziszow. U. O. Mel-taschichten etc. von Pallowitz und Zawada. Mergelige Sandsteine von Przecziszow.
Oligocän		

Diese letztere leider nicht als Diamantbohrung niedergebrachte Bohrung hat bis nahezu 500 m Teufe, wo Senon erreicht wurde, die tertiären Schichten durchbohrt, und zwar auch in den oberen Teufen mit zahlreichen Bruchstücken von Fauna, unter der die Cerithien wegen ihrer Widerstandsfähigkeit am besten erhalten sind. Wegen der sicheren Stellung des Gipshorizontes allein ist es vollständig unmöglich, rein vom stratigraphischen Gesichtspunkte aus, daß die tiefsten Schichten dieser Tegel, also unter diesem Horizont, in denen Cerithien in größerer Menge sich fanden, obermiocänen Alters sein können, wie Herr Dr. QUAAS neuerdings annimmt. Selbst die von ihm angegebene Liste entspricht keiner Fauna rein sarmatischen Charakters. Die Fauna ist vielmehr nicht jünger als mittelmiocän, wie ich von Anfang an behauptet habe, wahrscheinlicher schon untermiocän. Mit dieser nach den stratigraphischen Verhältnissen unabweisbaren Schlußfolgerung stehen auch die eingehenden paläontologischen Untersuchungen KITTLs über den Ostrauer Tegel in vollstem Einklang. Diese Tegel entsprechen den unteren Tegeln unter dem Gips- und Salzhorizont und gehören zu den ältesten mediterranen Ablagerungen. Mit diesem Ergebnis fallen auch alle weiteren Schlußfolgerungen, zu denen Herr Dr. QUAAS von seiner Auffassung des sarmatischen Charakters der Lorendorfer Fauna ausgehend gelangen mußte und nach denen die Tegel des oberschlesischen Miocäns alle ins Obermiocän und die subsudetische Braunkohlenformation sogar ins Pliocän rücken sollten. Ob der Posener Flammenton, der zweifellos nach Schlesien übergreift, in seinem nördlichen Hauptverbreitungsgebiet jüngeren (pliocänen) Alters ist, will ich dahingestellt sein lassen. Nach unserer heutigen Kenntnis gliedern sich die oberschlesischen Tertiärablagerungen wie auf der vorhergehenden Seite (27) angegeben.

Herr P. OPPENHEIM freut sich, in allen wesentlichen Punkten mit Herrn MICHAEL übereinzustimmen. Wenn der Herr Vorredner betont, daß die Resultate der QUAASSchen Untersuchung aus stratigraphischen Gründen nicht stichhaltig sein können, so hofft Herr OPPENHEIM, in einer der Redaktionen dieser Zeitschrift bereits vorliegenden Mitteilung¹⁾ den Beweis liefern zu können, daß sie auch aus rein paläontologischen Gesichtspunkten nicht akzeptiert werden können. Was den Ausdruck „subsudetische Braunkohlen“ anlangt, so scheint es

¹⁾ Siehe unten S. 43 ff.

mißlich, den Sinn dieses seit 20 Jahren in die Literatur eingeführten Terminus vollständig zu verändern. Es scheint auch aus praktischen Gründen der durch diese Änderung erzielte Gewinn sehr zweifelhaft, da es sich möglicherweise in Oberschlesien nicht um ein einziges Niveau von Braunkohlen handelt, sondern deren vielleicht zwei oder gar drei vorhanden sind. Nähere Belege für diese Ausführungen sind in dem oben erwähnten Aufsätze enthalten. Zum Schlusse betont Herr OPPENHEIM die hohe Wichtigkeit, welche die Resultate der neueren Tiefbohrungen in Oberschlesien, soweit sie das Neogen angehen, nicht nur für ihren engeren Verbreitungsbezirk besitzen, sondern weit über die Grenzen Oberschlesiens hinaus, für alle Gebiete, in denen das Miocän eine größere Entwicklung erfährt, so besonders für Österreich-Ungarn. Diese Tiefbohrungen in Ober-Schlesien, welche in regelmäßiger Überlagerung die erste Mediterranstufe, Schlier, Grunderschichten und zweite Mediterranstufe ihrerseits wieder von kontinentalen Absätzen bedeckt zeigen, scheinen ihm ein schwer zu erschlüssender Beweis für die Richtigkeit der von SUESS vertretenen Anschauung zu sein, und zwar der deutlichste und einwandfreieste, der ihm bekannt ist.

Herr MICHAEL bemerkte zu den Ausführungen des Herrn OPPENHEIM, daß nach den bisherigen Aufschlüssen und seinen Kenntnissen in Oberschlesien nur ein Braunkohlenhorizont bekannt sei. Die Bemerkung von EBERT, auf welche ihn Herr OPPENHEIM vor der Sitzung freundlichst aufmerksam gemacht habe, sei nicht ganz sichergestellt. EBERT gibt an, daß bei der fiskalischen Tiefbohrung Paruschowitz 4 in 356 m Teufe ein 2,78 m mächtiges Braunkohlenflöz durchbohrt worden sei. Es wäre sehr wohl möglich, daß es sich, da das Deckgebirge vielfach mit Meißel durchbohrt worden ist, auch um eine Scholle vom Steinkohlengebirge im tertiären Tegel gehandelt haben kann¹⁾. Ein anderes in der Literatur von

¹⁾ Das Profil der Bohrung ist, wie ich nachträglich festgestellt habe:

- 263 m Tegel
- 344 - Sande und Sandsteine im Wechsel
- 349 - Sand und Ton
- 356 - brauner Schieferton
- 358,78 - Braunkohle
- 393 - rötliche lockere Sandsteine
- Schiefertone des Karbons

Danach möchte ich das Kohlevorkommen für ein solches karbonischen Alters halten.

der Basis des oberschlesischen Miocäns angeführtes Braunkohlenvorkommen bei Goczalkowitz hat keine Berechtigung; die dort in ca 230 m Teufe angetroffenen beiden Flöze von 2 und 3 m Stärke, welche noch in der neuen Auflage von DECHEN S. 348 ausdrücklich als Braunkohlenflöze bezeichnet werden, sind echt karbonische Flöze und nur durch Wasservirkung verändert, und von etwas bräunlichem Aussehen. Lignite in Trümmern sind im Tegel häufiger in den verschiedensten Tiefen angetroffen worden. Dagegen wird in der älteren Literatur noch ein aber nicht aushaltendes Braunkohlenflöz erwähnt, von der Zinkerzgrube Theresie nördlich von Beuthen, welches v. CARNALL im Jahre 1854 in dieser Zeitschrift Bd VI, S. 15 beschrieben hat. Dasselbe wurde über der Galmeilage angetroffen, von Schichten mit mariner Fauna unterlagert. Was das von Herrn OPPENHEIM erwähnte Vorkommen der Landschneckenmergel von Oppeln anlangt, so sind die Lagerungsverhältnisse dort meistens nicht mehr ursprüngliche, sondern vielfach verwischt und gestört, und während die Säugetierreste in diesen Mergeln auf ein jüngeres miocänes Alter hinweisen, deuten die Landschnecken auf tieferes Miocän. Bemerkenswert ist, daß die in einer Tiefbohrung bei Knurow, südlich von Gleiwitz, von mir beobachteten miocänen Landschneckenmergel an der Basis des Tertiärs unmittelbar auf dem Steinkohlengebirge angetroffen worden sind, ebenso wie ein von mir beschriebenes Vorkommen in den Ziegeleien östlich von Beuthen in Oberschlesien in einer die dortige Trias durchsetzenden Spalte unter echten versteinierungsführenden miocänen Ablagerungen des Miocäns auftritt.

Bezüglich des Ausdruckes „subsudetisch“, den ich, ohne damals eine bestimmte Stellung zu der Altersfrage zu nehmen, lediglich im geographischen Sinne gebraucht habe, steht fest, daß die BERENDTsche Bezeichnung und Anwendung desselben eine unglückliche und unrichtige ist, da derselbe Ablagerungen verschiedenen geologischen Alters begreift.

Herr R. MICHAEL sprach sodann über die Frage der Orlauer Störung im oberschlesischen Steinkohlenbecken.

Die Ablagerungen des oberschlesischen Steinkohlenbeckens lassen sich zunächst nach geologischen Gesichtspunkten und auch nach ihrer räumlichen Verteilung in zwei große Abteilungen gliedern, von denen die älteren Schichten der Randgruppe sich auch durch das Vorkommen mariner Zwischenlagen

von den jüngeren Schichten der Muldengruppe unterscheiden. Allgemein, namentlich aber für die sattelförmige Erhebung der Karbonschichten im nördlichen Teile des Hauptbeckens ist für den tiefsten Teil der jüngeren Schichtengruppe eine ungewöhnlich starke Anreicherung der Kohlenflöze charakteristisch, die als Sattelflöze bezeichnet und auch aus praktischen Gesichtspunkten als eine besondere Gruppe der Sattelflöze unterschieden werden. Die tieferen Schichten sind an den Rändern der großen Steinkohlenmulde entwickelt, in größter Ausdehnung im westlichen Randgebiet, wo dieselben eine kleinere Randmulde für sich bilden. Die zahlreichen seit den 80er Jahren südlich des Hauptsattelzuges ausgeführten Bohrungen hatten nun in einer nordsüdlichen Zone zwischen Gleiwitz einerseits und Orlau in Österreichisch-Schlesien andererseits auf der einen Seite zweifellos Schichten der Muldengruppe, auf der andern Schichten der Randgruppe ergeben. Dieser auffällige Gegensatz mußte bei den früheren Vorstellungen von den Lagerungsverhältnissen zu der Annahme einer großen Störungszone führen, welche die westliche Rand- von der großen Binnenmulde trennt. Zu den gleichen Ergebnissen waren sowohl EBERT wie GAEBLER gelangt; letzterer hat sich ganz besonders mit der von ihm als Orlauer Verwurf bezeichneten Hauptstörung beschäftigt, die nunmehr seit Jahren den hervorstechendsten und eigenartigsten Zug in der oberschlesischen Karbongeologie bildete. Stellte doch diese Verwerfung mit der bei Orlau ermittelten Sprunghöhe von 3000 bis 4000 m, die weiterhin in Oberschlesien noch etwa rund 1600 m betragen sollte, mit die bedeutendste Störung dar, die überhaupt im Karbon unseres Planeten bekannt war.

Seitdem ich Gelegenheit habe, mich fortlaufend mit dem oberschlesischen Karbon zu beschäftigen, habe ich mich mit dieser Annahme nie befreunden und in den bisher vorgebrachten Tatsachen keine überzeugenden Beweise für das Vorhandensein einer solchen Verwerfung erblicken können, wie ich auch wiederholt ausgesprochen habe. — Ich stellte mir (vgl. diese Zeitschrift 1904, S. 128) die Zone lediglich als die durch kleinere Verwerfungen, Staffelbrüche, Schleppungen, Überschiebungen und Steilstellung der Schichten stark beeinflusste Grenzzone der älteren marinen gegen die jüngeren nicht marinen Schichten vor. Darnach glaubte ich mit einer Diskordanz innerhalb des Oberkarbon rechnen zu müssen; denn nicht in der einmal vermuteten Nordsüdrichtung nördlich von Gleiwitz, sondern genau dem Ausgehenden der Sattelflöze nach ihrer Um-

biegung bei Mikultschütz in die östliche Richtung entsprechend zeigen sich am Nordrand der Beuthener Mulde genau die gleichen Erscheinungen, auch auf russischem Gebiet. Schon seit Jahren war für mich das Nichtvorhandensein eines so bedeutenden Verwurfs erwiesen. Es war nur schwer, die für diese Auffassung vollgültigen Beweise zu schaffen, da naturgemäß nach Maßgabe der einmal gewonnenen Auffassung die etwa 2 km breite Störungszone, in welcher die jüngeren gegen die älteren Schichten abstoßen sollten, ängstlich gemieden wurde und keinerlei Aufschlußarbeiten in derselben erfolgten.

Von um so größerem Interesse sind daher die neueren Bohrungen im Felde des fiskalischen Steinkohlenbergwerkes Knurow, die jetzt zum Abschluß gelangt sind und die Lagerungsverhältnisse in einfacher Form erklären. Die älteste bei dem Dorfe Knurow niedergebrachte fiskalische Tiefbohrung hatte, wie das vorgezeigte, von der Königlichen Berginspektion zur Verfügung gestellte und von mir ergänzte Profil durch die einzelnen Bohrungen nachweist, die untere Grenze der Sattelflöze und damit die untere Schichtenfolge des oberschlesischen Steinkohlengebirges mit marinen Einlagerungen, die Schichten der Randgruppe in etwa 1170 m Teufe erreicht. Mit der Möglichkeit, im westlichen Teile des Feldes die Sattelflöze für den Bergbau zu erschließen, hatte man bei der herrschenden Auffassung nicht gerechnet. Während der Ausführung der Tiefbohrung Königin Luise VII, welche 1,6 km nordwestlich von der erstgenannten Bohrung nur die hangenden Flöze untersuchen sollte, konnte ich nach Untersuchungen des Bohrkernmaterials, die ich zum Teil gemeinsam mit Herrn Dr. TORNAU durchführte, mit Bestimmtheit die Ansicht vertreten, daß die Bohrung schon bei 423 m Tiefe in wesentlich älteren Schichten stand, als man bisher anzunehmen glaubte, und nicht weit von den Sattelflözen entfernt war; bei der daraufhin erfolgten Fortsetzung der Bohrung wurde diese Ansicht bestätigt und die Sattelgruppe tatsächlich schon mit 680 m Tiefe völlig durchbohrt. Damit stand bei dem ermittelten östlichen Einfallen der Schichten fest, daß die Flöze der Sattelgruppe sich gegen Westen hin zur Oberfläche des Steinkohlengebirges heraus heben mußten. Die liegenden Schichten der Randgruppe unter den Sattelflözen wurden gleichfalls z. T. aufgeschlossen, doch mußte die Bohrung bald eingestellt werden, weil die konglomeratischen Zwischenlagen in den Sandsteinen den Bohrbetrieb erschwerten und zu kostspielig gestalteten. Die Sandsteine entsprechen genau den gleichen Schichten, welche auch in dem Bohrloch

Knurów I unter den mächtigen Sattelflözen auftraten. — Zur weiteren Aufklärung der Lagerungsverhältnisse wurde wieder westlich von der vorigen die Tiefbohrung Knurów V niedergebracht, etwa 600 m von der Bohrung Königin Luise VII entfernt. War die jetzt gewonnene Auffassung richtig, so mußte diese Bohrung gleichfalls die mächtigen Flöze in einer noch geringeren Teufe antreffen. Dies letztere war nun nicht der Fall, dennoch aber hat die Bohrung einen weiteren Beweis für die Richtigkeit der einmal gewonnenen Auffassung erbracht. Die Bohrung ist nämlich in eine mit Tertiär-Ablagerungen erfüllte Auswaschung der Oberfläche des Steinkohlengebirges geraten, so daß das letztere, welches in den übrigen Bohrungen bei Knurów schon längstens bei 300 m Tiefe auftrat, hier erst bei 440 m Tiefe erreicht wurde. Es zeigte sich, daß hier sofort die Schichtenfolge der grobkörnigen Sandsteine mit konglomeratischen Zwischenlagen einsetzte, die bereits oben aus dem Liegenden der Sattelflöze erwähnt worden waren. Da auch sonst die stratigraphische Stellung der durchbohrten Schichtenfolge feststand, konnte die Bohrung eingestellt werden. Nach Einstellung der Bohrung wurde mit dem letzten Kernrohr bei 580 m Teufe noch Schieferthon erbohrt, der zahlreiche marine Fauna enthielt, so daß damit noch ein weiterer Beweis für die Richtigkeit der ermittelten Altersstellung gewonnen wurde. Darauf wurde in der Mitte zwischen den Bohrungen Königin Luise VII und Knurów V die Bohrung Knurów VI niedergebracht, welche in Übereinstimmung mit dem einmal gewonnenen Bilde der Lagerungsverhältnisse das Steinkohlengebirge bei 366 m Tiefe erreicht und bei 534 m die mächtigen Sattelflöze in der gleichen Gruppierung wie im Bohrloch Knurów I und Königin Luise VII angetroffen hat. Unter dieser wurden dann wiederum Sandsteine erbohrt, die bei 553 m Teufe grobkörnige Sandsteine mit konglomeratischen Zwischenlagen führten, so daß also auch in dieser Bohrung die sichere Basis festgestellt werden konnte.

Aus diesen übereinstimmenden Ergebnissen geht hervor, daß die Schichten der Rand- und Muldengruppe hier nicht, wie es das Vorhandensein einer großen Störung zur Voraussetzung machen mußte, unvermittelt aneinanderstoßen, sondern daß sich die erst in großer Teufe erwarteten Sattelflöze in regelmäßiger Weise allmählich nach der vermuteten Störungslinie nach der Diskordanzebene hin im Gegenteil zur Oberfläche des Steinkohlengebirges herausheben.

Demnach kann an dieser Stelle von dem Vorhandensein einer großen Verwerfung nicht mehr die Rede sein.

Wir gelangen damit aber auch zu einer andern, naturgemäß günstigeren Auffassung über die Lagerungsverhältnisse und die Flözentwicklung in den gesamten östlichen Grenzgebieten der vermuteten Störungslinie. Ich will an dieser Stelle nur kurz hervorheben und mir die nähere Begründung und Erörterung der durch Beobachtung gewonnenen Tatsachen anderweitig vorbehalten, daß auch an andern Stellen im Bereich der Störungszone das tatsächliche Nichtvorhandensein einer solchen großen Verwerfung bereits erwiesen ist. Es gilt dies sowohl von dem Grenzgebiet der älteren und jüngeren Schichten am Flözberg von Zabrze als von der Gegend nördlich und südlich von Rybnik, ebenso wie von der Gegend von Orlau und Karwin. Hier, wo die Verwerfung zuerst vermutet wurde und angeblich ihre größte Höhe erreichen sollte, werden nach meiner Ansicht Sattelflöze tatsächlich bereits längere Zeit gebaut, ohne daß sie als solche erkannt worden sind.

Darauf wurde die Sitzung geschlossen.

v. w. o.

BEYSCHLAG. KÜHN. P. G. KRAUSE.

Briefliche Mitteilungen.

2. Über die Schreibweise von Rhät und Röth.

Von Herrn v. KOENEN.

Göttingen, den 15. August 1906.

Zu dem Briefe des Herrn ZIMMERMANN im Jahrg. 1906, Monatsber. S. 50 dieser Zeitschrift möchte ich bemerken, daß ja doch wohl darüber allgemeines Einverständnis erzielt worden ist, daß die neue Schreibweise an Namen nichts ändern soll. Wie dieselben in alter Zeit geschrieben worden sind, ist dabei ganz gleichgültig, hat sich doch die Schreibweise so ziemlich aller Namen im Laufe der Jahrhunderte mehrfach geändert, und die jetzige Schreibweise ist für uns die richtige. Wichtig ist dies namentlich deshalb, weil in Registern usw. sonst vielfach Konfusionen oder Schwierigkeiten entstehen würden.

Da nun im Deutschen wie in allen anderen Sprachen Rhät mit h geschrieben wird, so halte ich den Vorschlag des Herrn ZIMMERMANN, jetzt Rät zu schreiben, für wenig glücklich, und ebensowenig den, Röth ohne h zu schreiben.

3. Interglazialer Torf in Vorpommern.

Von Herrn W. DEECKE.

Greifswald, den 12. September 1906.

In dem Aufsätze, der in dieser Zeitschrift im Monatsbericht für Januar 1906 abgedruckt ist, habe ich geschildert, daß in Vorpommern zwischen den drei dort entwickelten Geschiebemergelbänken interglaziale Schichten in Form von mehr oder minder mächtigen Sanden entwickelt sind, daß aber andere, fossilführende Schichten bisher vollständig fehlen. Um so interessanter ist eine Bohrung bei Niepars, 11 km W. von Stralsund, die in diesem Frühjahr gestossen wurde, und welche unzweifelhaft interglaziale Torf- und

Muschelsande erschloß. Da ja in letzter Zeit die Diskussion über das Interglazial und seine Bedeutung recht lebhaft geführt worden ist, halte ich es für angebracht, dies Bohrloch und seine Resultate zu veröffentlichen; denn es zeigt, daß zwischen den Vereisungen bis an den Rand Pommerns hinauf organisches Leben existierte. Die Bohrung lautet in ihrem Profil:

0,00— 1,00 m	Ackerboden, Schutt	
1,00— 7,00	- Gelb. sandiger Geschiebe-Lehm	3. Geschiebe
7,00—10,00	- Grauer Geschiebe-Mergel, etwas tonig und bröckelig	
10,00—14,00	- Grauer Geschiebe-Mergel, steinig, hart	
14,00—25,00	- Grauer Geschiebe-Mergel, etwas sandiger	Ob. Di-
25,00—31,00	- Grauer Geschiebe-Mergel, tonig	luvium
31,00—34,00	- Hellgrauer, glaukonitischer Sand	Sandein-
34,00—39,00	- Hellgrauer Sand, nur etwas dunkler und gröber	
39,00—41,00	- Grauer, bröckeliger Geschiebe-Mergel	Inter- glazial
41,00—43,00	- Grauer, bröckeliger Geschiebe-Mergel (etwas dunkler und tonig)	
43,00—44,00	- Grand	
44,00—45,00	- Grandiger Sand	
45,00—46,00	- Grobkiesiger Sand	
46,00—47,00	- Torf	
47,00—48,00	- Sandiger Torf	
48,00—49,00	- Grandiger Sand mit Torf- resten u. Süßwassermuscheln	
49,00—50,00	- Kiesiger Sand mit Süßwassermuscheln	
50,00—50,53	- Grand mit reichlichem gutem Wasser	

In diesem Profil fehlt unter dem gelben Lehm die Sandlage, die das obere Diluvium in der Regel von einem mittleren mächtigen Geschiebe-Mergel trennt. Darunter folgt der sonst als Wasserhorizont bekannte glaukonitische Sand, dann eine weitere Geschiebemergelbank und als Liegendes derselben Sand, z. T. grandig, Torf in 2 m Dicke und grandig-kiesiger Sand mit allerlei weißen zerbrochenen Muschelschalen. Bei Durchsicht dieser tiefsten Sandproben entdeckte ich ein Exemplar von *Valvata piscinalis* und mehrere Schalen von *Pisidium*. Leider geht die Bohrung nicht tiefer,

so daß das Diluvium nicht durchsunken ist. Denn diese Sande sind noch typische Diluvialsande mit allerlei nordischen Gesteinstrümmern, mit obersilurischen Krinoidenstielgliedern, *Rhynchonella nucula* usw. Präglazial sind diese Schichten sicher nicht. Man kann also nur an interglaziales Alter denken. Ich habe mir auch die Frage vorgelegt, ob durch die Litorinasenkung etwa eine Verwerfung von 50 m eingetreten sei und junge, der Ancycluszeit angehörige limnische Sedimente in so große Tiefe hinabgeschoben hätte. Das paßt aber weder mit dem Profil, da ja die Schichten wiederkehren müßten, noch vor allem mit der Topographie. Eine schwache Verrutschung mag ja vorhanden sein, worauf die Sandeinslagerung hinzudeuten scheint. Ich halte den Sand und Torf für diluvial und für Sedimente in einer damals vorhandenen Rinne.¹⁾

Zweifelhaft aber bleibt, ob wir es mit dem Hauptinterglazial zu tun haben. Dieses ist sonst in Vorpommern durch die glaukonitischen Sande vertreten. Letztere können in dem Bereich des Zwischen-Endmoränenbogens, der nach ELBERT von Barth über Niepars zum Borgwallsee in Vorpommern läuft, verquetscht und in den 2. Geschiebemergel eingepreßt sein, so daß die 4 Meter Mergel (39—43 m) eigentlich über den Sand zu stellen sind. Es ist indessen nicht ausgeschlossen, daß hier der 2. Mergel stark reduziert ist, und die Sande dem älteren Interglazial angehören, das ja auch am Kieler Bache auf Rügen Torfmoose und Käferreste lieferte. Nach reiflicher Überlegung und mit Rücksicht auf die wahrscheinlich vorhandene Stillstandslage, die eine Zunahme in der Dicke des oberen Mergel bedingen würde, glaube ich in diesen Sanden das höhere Interglazial vermuten zu dürfen. Diese Annahme würde gestützt werden durch einige Blattfunde in den gleichaltrigen Sanden von Hiddensö, durch eine Torfschicht, die 21—23 m unter der Oberfläche in Barth, und eine ähnliche Lage, die 30 m unter Tag bei Klein-Lehmhagen unweit Gimmen erbohrt worden sind. Diese Nieparser Schichten liegen freilich um 20 m tiefer, aber das hat ja keine Bedeutung, da die interglazialen Torfbecken sehr verschieden hohes Niveau oder wechselnde Tiefe besessen haben werden. Die Bohrung war mit Meißel und Schöpfkolben ausgeführt; deshalb ist bis auf die kleinen Pisidien und einige Valvaten alles übrige leider zerstöben.

¹⁾ Vergl. wegen weiterer Einzelheiten: Mitteilungen des Naturw. Vereins zu Greifswald 88 (1906), 1907, S. 59—60.

Niepars ist vom Dornbusch auf Hiddensö, an dem marine interglaziale Cyprinatone aufgepreßt anstehen, ca 30 km gegen Süden entfernt. Demnach hat die marine Bedeckung bis in dieses Gebiet nicht gereicht. Am Dornbusch steigen die marinen Tone bis 40 m über den Meeresspiegel, hier liegen die Süßwasserschichten gleichen Alters um etwa ebensoviel unter der See, ein Zeichen dafür, daß in dem späteren Diluvium und in der Postglazialzeit ganz erhebliche Bodenbewegungen eingetreten sind.

4. Eine Berichtigung.

Von Herrn J. PETERSEN.

Hamburg, 21. September 1906.

Mein Freund STOLLEY macht in seiner Abhandlung „Quartär und Tertiär auf Sylt“ (N. Jahrb. Min., Beilage-Bd XXII) einige Ausstellungen zu meiner in diesen Monatsberichten (1905, No. 8) veröffentlichten Mitteilung über „die kristallinen Geschiebe des ältesten Diluviums auf Sylt“, auf welche ich erwidern muß.

Wenn STOLLEY auf Seite 156 bemerkt, daß Fig. 5 meiner Mitteilung „den Eindruck macht, als seien die Tonschichten nach Norden zu wie an einer Kluft scharf abgeschnitten, was nicht zutrifft“, so verweise ich darauf, daß Fig. 5 eine Erläuterung zu der Photographie Fig. 4 gibt. Auf beiden Darstellungen gelangt deutlich zum Ausdruck, daß nicht die Tonschichten „wie an einer Kluft scharf abgeschnitten“ sind, sondern nach Norden hin durch Abrutsch (α) verdeckt werden.

Ferner ist STOLLEYS Behauptung unrichtig, — trotz des Vorhandenseins einer angeblich seine Meinung bekräftigenden Photographie — daß meine Fig. 7 „dieselbe Stelle, wahrscheinlich zu anderer Zeit beobachtet, noch einmal wiedergibt“, wie Fig. 5. Ich bedaure, daß STOLLEY trotz meines schriftlich ihm bereits ausgesprochenen Widerspruchs diese Vermutung in seiner Abhandlung wiederholt. Zu seiner Entschuldigung mag angeführt werden, daß Fig. 5 und somit auch die zugehörige Fig. 4 in meiner Mitteilung in No. 8 von 1905 leider versehentlich falsch bezeichnet sind. Es steht dort auf S. 289 „ndl. Bühne X“. Ich habe mich bei meinem diesjährigen

Besuch der Insel Sylt davon überzeugt, daß die fragliche Stelle ndl. Buhne IX liegt. Sie befindet sich zwischen den bei STOLLEY Taf. 5 und GEINITZ Taf. 8 abgebildeten Stellen. Wenn auch seit Herstellung der Aufnahme im vorigen Jahre nicht unbeträchtliche Verrutschungen eingetreten sind, war doch die photographierte Stelle noch erkennbar. Fig. 7 stellt, wie richtig bei mir angegeben, eine ganz andere Stelle ndl. vom Herrenbade dar.

Wenn STOLLEY auf S. 160 und 161 den Gebrauch der Namen „Gchiebemergel“ und „Moräne“ für Ablagerungen mit feiner Schichtung bemängelt und deutliche und feine Schichtung als Merkmal fluvioglazialer Entstehung ansieht, so erinnere ich daran, daß solche Schichtung stellenweise in echten Moränen vorkommt, und daß ihr Vorkommen keineswegs notwendig als Beweis fluvioglazialer Entstehung dienen muß. Ich halte in Übereinstimmung mit GAGEL, der die fragliche Stelle ebenfalls genau untersucht hat, die auf meiner Fig. 9 abgebildete Partie nach wie vor für „Gchiebemergel“ und nicht „fluvioglazialen Grand“.

Schließlich muß ich im Gegensatz zu STOLLEY daran festhalten, daß auf meinen Fig. 8 und 10 intensive Stauchungen erkennbar sind. Das Vorkommen von Mulden, die STOLLEY richtig erkannt hat, schließt das Vorkommen von Stauchungen natürlich nicht aus. Für meine Fig. 9 erkennt ja STOLLEY auch Stauchungen an. Auf meiner Fig. 10 sind deutlich (z. B. links über s) zurückgebogene Sandschichten erkennbar, deren Entstehung sich m. E. nicht aus stürmischen Schmelzwässern und dgl. ableiten läßt. Auch in Fig. 8 habe ich starke Faltungen gesehen, namentlich in der linken Hälfte des Bildes unter dem isolierten Dünenrest, die sich meiner Ansicht nach nur auf Stauchungen zurückführen lassen, gleich den Falten auf dem schönen Bilde bei GEINITZ Taf. 7, und nicht auf Unregelmäßigkeiten in der Ablagerung aus strömendem Wasser.

Übrigens ist es im Grunde für die Beantwortung der Hauptfrage ganz gleichgültig, ob an einer einzelnen Stelle Stauchung vorkommt oder nicht. Es sind zweifellos die Mulden vorhanden, von denen STOLLEY spricht, ebenso zweifellos kommen aber auch Stauchungen vor. Ich lege auf das Vorkommen der Stauchungen, und zwar als im Verlauf der Ablagerung des ersten Eises hervorgerufenen Erscheinungen, deshalb besonderen Wert, weil ich in diesem Vorkommen mit einem Beweis für die Notwendigkeit der scharfen Unterscheidung mindestens zweier Diluvialablagerungen am

Roten Kliff erblicke. Wir haben dort zu unterst außerordentlich unregelmäßig gelagerte Schichten und Bänke, Linsen und dgl. Der ganze Komplex erscheint über mehrere Kilometer hin scharf abgeschnitten durch eine fast horizontale Grenzlinie, die eine ebene Denudationsfläche markiert, eine Denudationsfläche, welche, wie die auf ihr liegenden Windschliffe beweisen, längere Zeit hindurch Landoberfläche gewesen ist. Die Windschliffe sind nicht nur auf flache Mulden beschränkt, wie deren eine in meiner Fig. 3 abgebildet ist, — in diesen Mulden sind sie zusammengehäuft — sondern sie kommen, wie ich positiv festgestellt habe, auch sonst einzeln auf der Grenzfläche vor. Auf dieser Landoberfläche hat sich nach meiner Ansicht die zweite Vereisung meist ruhig ausgebreitet, nur stellenweise, wie z. B. bei Kampen, hat sie stauchend auf den Untergrund eingewirkt. — Ich sehe nicht ein, wie die zweite Vereisung z. B. die Stauchung der Fig. 9 meiner Mitteilung hervorgebracht haben soll, wo doch weithin nördlich und südlich die ebene Denudationsfläche erkennbar ist, ohne irgend welche Einpressungen der oberen Moräne in die tiefere.

Wenn STOLLEY die Mehrzahl der Stauchungen des unteren Diluviums als durch das Eis der oberen Moräne hervorgerufen ansieht, muß er auch die ebene Grenzfläche nicht als eine Denudationsfläche, die einer interglazialen Oberfläche entspricht, ansehen — wie ich es tue — sondern als eine Abrasionsfläche, geschaffen durch hobelnde Wirkung des zweiten Eises, die die Unebenheiten der Interglazialoberfläche beseitigte, stellenweise auch stauchte. Dann aber wäre es unbegreiflich, warum das Eis die Windschliffe in der Ebene liegen ließ und nicht sie in die Moräne aufnahm oder in den Untergrund eintauchte.

Übrigens sind die Verschiedenheiten der Ansichten, welche STOLLEY und ich aussprachen, gegenüber der Hauptfrage von untergeordneter Bedeutung. Darin stimmen wir beide überein, daß im Diluvium des Roten Kliffs nicht eine einheitliche Ablagerung, sondern mindestens zwei Ablagerungen verschiedenen Alters auftreten.

Zum Schluß mag eine Bemerkung allgemeineren Inhalts hinzugefügt werden. Ich gebe zu, daß in den Signaturen zu meinen Figuren insofern stellenweise Inkonssequenzen vorkommen, als teilweise petrographische und stratigraphische Bezeichnungen nebeneinander gebraucht sind. Ich sehe „Moräne“ als eine stratigraphische Bezeichnung an, Geschiebemergel, Diluvialton, Tonmergel usw. als petrographische.

Eine Moräne bleibt meiner Ansicht nach Moräne auch dann, wenn sie z. B. zum Teil sandige oder tonige Einlagerungen enthält, die durch innerhalb des Eises fließendes Wasser abgelagert oder aus dem Untergrunde aufgenommen sind. Selbst bei Einlagerung größerer fluvioglazialer Massen in eine Moränenbank verliert diese nicht den Charakter der Moräne, sofern nur ersichtlich ist, daß die fluvioglazialen Massen genetisch einen Teil der Moräne bilden, ihr eingelagert und nicht etwa überlagert sind. Aufgenommene Untergrundbestandteile verändern den Charakter der Moräne wohl petrographisch, nicht aber stratigraphisch, so wenig wie eingelagerte größere Geschiebe der Moräne ihren Charakter als Moräne nehmen. — In diesem Sinne ist auch in den Figuren der in Frage stehenden Arbeit der Begriff Moräne zu fassen.

5. Mitteilung an Herrn JOH. BÖHM.

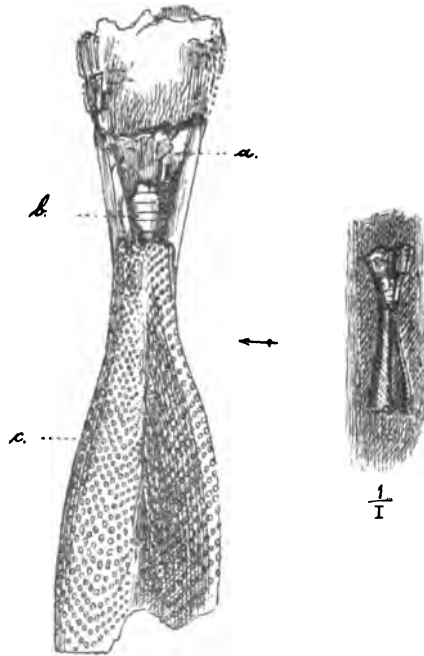
Von Herrn A. LANGENHAN.

Mit 1 Textfigur.

Friedrichroda, den 24. Oktober 1906.

Triassische Vorläufer der eigentlichen Belemniten wurden seither nur in der alpinen Trias gefunden, so beispielsweise *Belemniteuthis bisinuata* nach H. v. STUR in den schwarzen Kalken der Raibler Schichten. Aus der deutschen Trias waren mir seither Reste dieser interessanten Tiergruppe nicht bekannt. Ein Fund nun aus den unteren Tonplatten des oberen Muschelkalks dürfte deshalb als neu und bemerkenswert nach verschiedenen Gesichtspunkten zu betrachten sein. Das Fundobjekt ist allerdings nur zwei Zentimeter lang, liegt aber frei am Rande einer mit deutlichen Schalenexemplaren von *Gervilleia* (*Hoernesia*) *socialis*, *Myophoria laevigata* und anderen Zweischalern ausgestatteten kleinen Platte aus den unteren Tonplatten des linken Unstrutteilufers nördlich von Gräfen-tonna bei Gotha. — Das in die ziemlich horizontal gelagerten unteren Tonplatten des oberen Muschelkalks scharf eingerissene Bett der Unstrut enthält gerade an den Steilrändern dieser Stelle zahlreiche ziemlich gute Triaspetrefakten. So fand ich da schon seit einer Reihe von Jahren große Exemplare von *Nautilus bidorsatus* zuweilen mit aufsitzenden zahlreichen Schalen von *Terquemia* (*Ostrea*) *placunoides*; neuerdings einen *Nautilus* mit sechs

großen Schalen von *Pecten laevigatus* usw. Bemerkenswert war die gute Erhaltung von Gervilleien, Myophorien, *Pecten*-Arten; auch kam einige Male der kleine *Ceratites Münsteri* (*binodosus*) und einmal eine *Aspidura* vor. Das jetzt vorliegende Fundobjekt zeigt deutlich die Belemnitenalveole mit Teilen des Phragmokons. Letzteres hebt sich glänzend aus der Alveole heraus, so daß es namentlich mit zehnmalig ver-



ca. $\frac{12}{1}$

größernder Lupe ganz deutlich beobachtet werden kann. Besonders bemerkenswert aber erscheint der untere sich verbreiternde Teil der Schale (Rostrum), da derselbe mit bräunlich glasglänzenden Körnchen in wohlgeordneten, nach der Mittellinie konvergierenden, bzw. sich umbiegenden Reihen ausgestattet ist. Die beigegebene vergrößerte Abbildung zeigt das kleine Fundobjekt in deutlicher Umgrenzung der einzelnen Teile [a) Phragmokon; b) Alveole; c) Unterteil des Rostrums], nicht aber den gelbbraunen Glasglanz des kleinen

Objekts, durch welchen sich dasselbe ganz auffällig von allen anderen Resten des Triasmeeres unterscheidet. Wegen des granulierten Rostrums erscheint der kleine Belemniten-vorläufer wohl neu und typisch. Der Rest reicht aber zunächst doch wohl nicht aus, um eine neue Spezies auf denselben zu begründen.

6. Über das Miocän in Oberschlesien.

Von Herrn PAUL OPPENHEIM.

Groß-Lichterfelde, 3. Februar 1907.

Im Jahre 1904 hat Herr MICHAEL¹⁾ zuerst sehr dankenswerte Mitteilungen über versteinierungsführende Absätze des Miocän gegeben, welche an verschiedenen Punkten Oberschlesiens durch Tiefbohrungen gewonnen worden waren. Das wichtigste Profil ist hier das von Polnisch-Neukirch, wo das Miocän bis zu einer Teufe von 130 m entwickelt ist. An der Basis läge hier der Tegel des oberschlesischen Industriebezirkes mit zahlreichen Versteinerungen, darüber aber „eine über 100 m mächtige Schichtenfolge von Quarzsanden, Tonen, Glimmersanden, Flammentonen, Braunkohlentonen mit Braunkohle, dann wieder Quarz und Glimmersanden bis zur Kohle²⁾, die der sog., früher als Oligocän angesprochenen, subsudetischen Braunkohlenformation angehöre“. „Das wesentlich jüngere, wohl obermiocäne Alter derselben sei hier durch die direkte Auflagerung auf marinem Mittelmiocän bewiesen“. Herr MICHAEL ist auch im folgenden Jahre auf dieses Thema weiter zurückgekommen, und hat in der gleichen Zeitschrift 1905, S. 224 weitere Mitteilungen über das Alter der subsudetischen Braunkohlenformation gegeben. Er bespricht hier besonders zwei Tiefbohrungen, die eine von Klein-Althammer bei Jakobsvalde, die andere von Lorenzdorf bei Kujau, in denen beiden die Braunkohlenformation in einer Mächtigkeit von annähernd 100 m über marinen Schichten des Miocän erbohrt wurde. Während in dem ersteren Falle die Versteinerungen des sie unterteufenden, marinen Horizontes anscheinend spärlich und nach den beiden angegebenen Formen (*Corbula*

¹⁾ Diese Zeitschr. 56, Monatsber. S. 143.

²⁾ Ich nehme an, daß hier Kohle und nicht Kreide zu lesen ist, wie a. a. O. gedruckt ist.

gibba und *Ostrea cochlear*) ziemlich indifferent sind, hat die Bohrung bei Lorenzdorf, zumal in den tiefen Horizonten von 374—396 m Teufe, „eine ungemein individuenreiche Fauna“ ergeben, „deren Hauptformen *Cerithium* cf. *pictum*, *Lithoglyphus*, *Limnocardium*, *Melanopsis* usw. mehr auf Brackwasser hinweisen“ sollen. Dieses Vorkommen erinnert an ein ähnliches, welches der Autor gelegentlich der Untersuchung der Tiefbohrung von Przeciszow östlich von Oswiecim in Galizien beobachtet habe. Auch hier läge eine brackische Fauna vor, welche nach den Beobachtungen des Herrn QUAAS, welcher mit der paläontologischen Bearbeitung dieser Faunen beschäftigt sei, vom Charakter der sarmatischen Stufe sei und „sich vorwiegend zusammensetze aus *Dreissensia*- bzw. *Congeria*-Formen und aus einer *Melanopsis Martiniana* nächst verwandten Art, aus einer *Neritina*-Spezies und Cerithien, darunter *Cerithium pictum*.“

Herr QUAAS, von dessen Mitwirkung an der Bearbeitung des paläontologischen Materials dieser Tiefbohrungen Herr MICHAEL bereits seinerzeit Kenntnis gab, hat nunmehr die Resultate seiner Untersuchungen dem wissenschaftlichen Publikum unterbreitet. Ich will vorausschicken, daß sie nach mancher Richtung hin zum Widerspruche auffordern. Nicht überall, denn wenn QUAAS in einer Anmerkung einleitend ausführt, daß er den Ausdruck „subsudetische Braunkohlen“ im folgenden durchweg im Sinne MICHAELS gebrauche, daß dieser aber sich durchaus nicht decke mit dem allgemein üblichen und historisch begründeten, so kann man ihm in diesem Punkte nur durchweg beipflichten. Es besteht für mich nicht der Schatten eines Zweifels, daß der Ausdruck „subsudetische Braunkohle“ für diese oberachlesischen Vorkommnisse keine Anwendung finden darf. Wie bereits QUAAS betont, stammt diese Bezeichnung von BERENDT her, der sie im Jahre 1885 in seinem hochwichtigen Aufsatz: „Über das Tertiär im Bereiche der Mark Brandenburg“¹⁾ zuerst in Anwendung gebracht hat. BERENDT schreibt hier auf S. 884: „während die jüngere Abteilung, die sog. nördliche Bildung GIEBELHAUSENS, welche bis nach Mecklenburg und Pommern hinein in auffallender Übereinstimmung der Oberfläche nahe liegt, sich bis weit in die Lausitz hinein zieht, scheint sich die ältere, GIEBELHAUSENS südliche Bildung, nur auf die Lausitz zu beschränken, und zwar hier einerseits bis nach Sachsen in die Gegend von Leipzig, andererseits nach Schlesien hinein, eine

¹⁾ Sitz.-Ber. Ak. Wiss. Berlin 88, S. 863 ff.

gewisse Randbildung um den nördlichen Fuß der Sudeten zu bilden, sodaß ich sie mit dem Namen der subsudetischen von der märkischen unterscheiden möchte . . . So liegt wohl die Vermutung nahe, daß die subsudetische Braunkohle eine schmale, südliche Umrandung des Oligocänmeeres zum Schlusse der Oligocänzeit bildete, gerade so, wie die subhercynische eine solche zum Beginn der Oligocänzeit ausmacht, während die überall bis hinab zur Ostsee die Oberfläche bedeckende märkische Braunkohle schon den Beginn der Miocänzeit bezeichnet.“ Wir sehen also, daß der Begriff „subsudetische Braunkohlen“ für BERENDT niemals ein rein geographischer war, sondern daß er, wie der Ausdruck „subhercynisch“, mit einer gewissen Altersbestimmung untrennbar verbunden bleibt. Subhercynische Braunkohlen sind für den Autor die Sedimente des Unteroligocän, welche seinerzeit zumal bei Lattorf, dann auch bei Magdeburg, Biere, Kalbe, Westeregeln usw. die reichen Faunen des Unteroligocän geliefert haben, und welche auch jetzt noch, zumal im Herzogtum Anhalt, ihren Abbau finden; subsudetisch sind die Braunkohlen der Lausitz und von Nieder- und Mittelschlesien, welche in ihrem Alter sich vom Oligocän in das Miocän hineinziehen, über den oberoligocänen Meeressanden lagern und ihre Äquivalente in den Braunkohlen Hessens und des Niederrheins finden. Die märkisch-pommersche Braunkohlenbildung ist jünger und liegt in der Priegnitz und in Mecklenburg unter mittelmiocänen Meeresbildungen. In diesem Sinne hat auch FRECH an anderer Stelle¹⁾ die Sachlage mit Recht aufgefaßt, wie denn auch BEYRICH²⁾ und FERD. RÖMER³⁾ schon früher für die Altersunterschiede der Braunkohlen Nieder- und Oberschlesiens eingetreten sind, und F. RÖMER a. a. O. auch schreibt:

„Auf der, den Zusammenhang der norddeutschen Tertiärbildungen erläuternden, geologischen Übersichtskarte, welche BEYRICH ein Jahr früher veröffentlichte, stellte er die ober-schlesischen Tertiärbildungen scharf geschieden von den nieder-schlesischen dar. Die letzteren gehören der oligocänen, nordost-deutschen Braunkohlenbildung an, während die ober-schlesischen den miocänen Ablagerungen des Wiener Beckens im Alter gleich stehen. Der von Ost nach West streichende und bei Krappnitz a. Oder endende, ober-schlesische Muschelkalkkrücken

¹⁾ Diese Zeitschr. 1904, Monatsber. S. 239.

²⁾ Über den Zusammenhang der norddeutschen Tertiärbildungen. Abh. Ak. Wiss. Berlin 1855.

³⁾ Vergl. Geologie von Oberschlesien S. 368.

wird als die Scheide zwischen den Tertiärbildungen Oberschlesiens und denjenigen Niederschlesiens bezeichnet.“

Soweit über den Ausdruck „subsudetische Braunkohle“ und seine Anwendbarkeit. Ich gehe nunmehr zur Altersfrage der marinen Horizonte über.

Herr QUAAS¹⁾ hat also zuerst die Fauna des Lorenzdorfer Tegels, welche in einer tiefen Lage von ca. 370—390 m erbohrt wurde, einer genauen Untersuchung unterzogen. Da Herr MICHAEL einen Teil gerade der wichtigsten Formen selbst näher nachzuprüfen beabsichtigte, so war es mir nicht möglich, mich mit den Objekten selbst näher zu beschäftigen. Ich will daher die Bestimmungen von QUAAS hier vorläufig akzeptieren, obgleich mir dies angesichts dieser wunderlichen und nie anderweitig beobachteten Mischung von sarmatischen und rein mediterranen Formen etwas schwer fällt. Im übrigen bestehen, um dies vorweg zu nehmen, die wirklich ausschließlich sarmatischen Arten nur aus wenigen Exemplaren. Es wäre hier vor allem *Modiola marginata* EICHW., die in 2 Stücken, *Tapes gregaria* PARTSCH, der in 3 Stücken, und *Trochus Poppelacki* PARTSCH, der in 2 Stücken vertreten ist. Selbst wenn sich diese, nach allen bisher bekannten, sehr auffallenden Funde bestätigen würden, so würden sie für mich nur ein Beleg mehr sein für die Richtigkeit der von BITTNER²⁾ seinerzeit über den Charakter der sarmatischen Fauna des Wiener Beckens gemachten Beobachtungen, besonders seines Hinweises auf die immerhin nicht seltenen Fälle, in denen selbst Leitfossilien der sarmatischen Stufe schon gelegentlich in älteren mediterranen Bildungen beobachtet wurden.

Auf die Beziehungen des *Trochus Poppelacki* zu dem mediterranen *Trochus patulus*, auf das Auftreten der *Modiola marginata* im marinen Tegel von Rudelsdorf in Böhmen, wie vielleicht in marinen Schichten in Holubica in Galizien und auf das Zitat der *Tapes gregaria* von Lapugy in Siebenbürgen wie auf die nahe Verwandtschaft der letzteren mit Arten der Schweizer Molasse hat ebenfalls BITTNER a. a. O. aufmerksam gemacht.

Sehen wir von diesen immerhin zweifelhaften Formen ab, so folgert QUAAS ein sarmatisches Alter des Tegels von

¹⁾ Über eine obermiocäne Fauna aus der Tiefbohrung Lorenzdorf bei Kujau (Oberschlesien) und über die Frage des geologischen Alters der „subsudetischen“ Braunkohlenformation in Oberschlesien etc. Jahrb. Geol. Landesanst. Berlin XXVII: 1906, H. 2.

²⁾ Über den Charakter der sarmatischen Fauna des Wiener Beckens. Jahrb. Geol. Reichs-Anst. Wien 33, 1883, H. 1.

Lorenzdorf in erster Linie auf Grund des Auftretens zahlreicher Cerithien, wie *C. pictum* BAST., *C. rubiginosum* EICHW., *C. disjunctum* SOW. und verwandter Formen.

„Alle diese Arten“, fährt QUAAS fort, „sind aus dem Wiener Becken und aus seinen Nachbargebieten als charakteristische Formen der sarmatischen Stufe (gleich obermiocän), im besonderen der Unterstufe der Cerithien bekannt.“ Es ist dies ein Irrtum, gegen den sich kein geringerer als SUESS bereits 1866 in seinem grundlegenden Aufsätze: „Über die Bedeutung der sogenannten ‚brackischen Stufe‘“ oder der „Cerithienschichten“¹⁾ mit aller Entschiedenheit ausgesprochen hat:

„Der Name „Cerithienschichten“, welcher schon darum unpassend ist, weil es z. B. im Mainzer und im Pariser Becken ebenfalls „Cerithienschichten“ von ganz verschiedenem Alter gibt, hat die Ansicht verbreitet, daß *Cerithium pictum* und *C. rubiginosum*, welche allerdings stellenweise zu Tausenden in dieser Stufe vorkommen, als die bezeichnenden Leitfossilien derselben anzusehen seien. Dies ist aber nicht der Fall. Man kann an sehr vielen den verschiedensten Horizonten angehörigen Teilen unserer marinen Schichten diese Cerithien bald der Masse der marinen Versteinerungen beigemischt, bald in einzelnen Bändern eingeschwemmt sehen. Der erstere Fall findet z. B. in ausgezeichneter Weise in den oberen, mürben Lagen des Leithakalkes von Breitenbrunn am Neusiedler-See statt; im letzteren Falle sind die Cerithien bald von *Murex sublavatus*, *Nerit. picta* und *Melanopsis* begleitet, bald von anderen rein marinen Versteinerungen.

In dem durch seinen ausserordentlichen Reichtum an Meeresversteinerungen bekannten Höhenzuge von Steinabrunn und Garschenthal, südlich von Nikolsburg, liegt oben eine etwa 4 Fuß mächtige Decke von hartem Nulliporenkalk mit Steinkernen von *Conus*, *Scutum Bellardii*, *Panop. Faujasi*, *Pectunculus* usw. Unter diesen folgt eine ziemlich mächtige, in einer Reihe von Steinbrüchen aufgeschlossene Masse von weichem, weißem und porösem Werkstein, der einzelne kleine Gehäuse von *Diadema* und Bruchstücke von *Pecten* enthält, nach unten an einzelnen Stellen sehr mürbe wird, und in eine Anhäufung von Knollen der *Cellepora globulosa* mit zahlreichen *Pinna*-Schalen übergeht. Darunter im Hohlwege, der vom Garschenthaler Gemeindebruche in das

¹⁾ Sitz.-Ber. Ak. Wiss. Wien Bd 54, I, 1866.

Dorf Steinabrunn hinabführt, ist eine Einschwemmung von blauem Letten entblößt, welche sehr zahlreiche Exemplare von *Turritella bicarinata*, *Cerith. nodosoplicatum* (mit Übergängen zu *Cer. pictum*) und *Nerita picta*, zwei Exemplare von *Cer. rubiginosum*, eines von *Pleurotoma interrupta* und Bruchstücke einer *Helix* lieferte. Bei den südlichsten Häusern von Steinabrunn sieht man diese Lettenlage wieder und unter ihr erst jenen Komplex von Sand und gelbem Mergel, welcher die durch ihren Reichtum an *Conus*, *Cardita* usw. ausgezeichnete Fauna von Steinabrunn umschließt, und in welcher man *Turrit. Archimedis* ebenso massenhaft vorfindet, wie *Turrit. bicarinata* in dem eingeschwemmten blauen Letten.“

Mit diesem Zitat dürfte die Bedeutung dieser Cerithien, von denen überdies *C. pictum* BAST.¹⁾ ursprünglich aus dem Bordelais beschrieben wurde, und hier in den typisch mediterranen Absätzen keineswegs selten ist, als Leitfossilien der sarmatischen Stufe definitiv erledigt sein. Das gleiche gilt von *Neritina picta* FÉR., von der übrigens schon M. HOERNES ältere Sedimente des Wiener Beckens, wie Gauderndorf und Grund, als Provenienz angibt, neben zahlreichen Punkten des außerösterreichischen Miocän (Mérignac bei Bordeaux, St. Paul b. Dax, Carry b. Marseille, Miesbach in Oberbayern, Lapugy in Siebenbürgen), sodaß hier der Ausspruch, daß diese Form Leitfossil der sarmatischen Stufe sein soll, noch wunderlicher ist. *Murex sublavatus* BAST. ist ebenfalls ursprünglich aus dem Bordelais beschrieben, und z. B. im badener Tegel auch im Wiener Becken sehr häufig. *Hydrobia acuta* DRAP²⁾ (nicht A. BRAUN, wie QUAAS schreibt) ist allerdings in soweit „auch außerhalb des Wiener Beckens als ausgesprochen jungmiocäne Spezies“ bekannt, als sie noch der Jetztzeit angehört, dagegen findet sie sich im Mainzer Becken in den tiefmiocänen Litorinellenkalken. Ob es möglich ist, Schalenreste von *Cardium obsoletum* mit Sicherheit als solche zu bestimmen, lasse ich dahingestellt. Im übrigen soll diese Type, wie BITTNER a. a. O. anführt, von KARRER aus dem marinen Tegel von Baden angegeben werden. Das wunderlichste aber ist in dieser Hinsicht die Bezeichnung von *Buccinum (Uzita)*

¹⁾ Mémoire géologique sur les Environs de Bordeaux I, 1825, S. 57, Taf. 3, Fig. 6.

²⁾ Vergl. die Synonymie dieser dort als *Hydrobia ventrosa* MONTF. beschriebenen Form bei F. SANDBERGER: Land- und Süßwasserconchylien der Vorwelt, Wiesbaden 1875, S. 489–90.

nodoso-costatum HILBER¹⁾ als Leitfossil der sarmatischen Stufe. Diese Art wurde von HILBER¹⁾ aus den Tegeln von Pölz und St. Florian in Steiermark beschrieben, welche HILBER in den Horizont von Grund stellt, also für älter ansieht als sämtliche Sedimente des Wiener Beckens im engeren Sinne.

Neben diesen typisch-sarmatischen Formen und außer den wenigen schon von QUAAS angeführten (einige Forminiferen, Bryozoen und Kalkalgen) besitzen die Lorenzdorfer Tegel aber nach den Bestimmungen von QUAAS noch folgende Arten, die niemals bisher in sarmatischen Schichten aufgefunden worden sind:

Echinus sp. (cf. *hungaricus* LAUBE). (Echiniden fehlen der sarmatischen Stufe durchaus. Vergl. R. HOERNES.²⁾)

Pecten cf. *spinulosus* MÜNST.

Pecten cf. *substriatus* d'ORB. (Pectiniden sind meines Wissens überhaupt in der sarmatischen Stufe unbekannt.)

Modiola cf. *Hoernesii* REUSS,

Chama cf. *austriaca* HOERN.,

Lucina dentata BAST.,

Corbula gibba OLIVI,

Corbula carinata DUJ.,

Adeorbis Woodi M. HOERN.,

Pyramidella (Obeliscus) plicosa BRONN,

Cerithium spina PARTSCH,

Buccinum (Uzita) nodosocostatum HILB.,

Balanus sp.³⁾

Wir haben also hier in Lorenzdorf eine im wesentlichen mediterrane Fauna vor uns, welche durch das Auftreten zahlreicher Cerithien und Neritinen einen ziemlich ausgesprochen brackischen Charakter erhalten hat. Diese Fauna ist nach MICHAEL von einem 174 m mächtigen, marinen Tegel bedeckt, welcher „in seiner ganzen Schichtenfolge, zum Teil allerdings nur in Bruchstücken, die Versteinerungen führt, welche für das oberschlesische Mittelmiozän leitend sind“⁴⁾. Es gibt

¹⁾ Neue Conchylien aus den mittleren steiermärkischen Mediterranschichten. Sitz.-Ber. Ak. Wiss. Wien 79, 1879, S. 428; vergl. auch S. 417—19.

²⁾ DIENER, HOERNES, SUESS u. UHLIG: Bau und Bild Österreichs, S. 966: „Es mangelt in den sarmatischen Ablagerungen alle Pteropoden, Cephalopoden, Brachiopoden, Echiniden, Korallen und Balanen — also alle Formen, welche an Meerwasser mit normalem Salzgehalt gebunden sind.“

³⁾ Vergl. die Anmerkung über R. HOERNES.

⁴⁾ R. MICHAEL (1905) a. a. O., S. 226.

nur eine Stufe in dem österreichischen Neogen, an welche dieses Vorkommen gemahnt, das sind die Grunderschichten, wie sie in Nieder-Österreich in mehr sandiger, in der Steiermark aber in entsprechend toniger Fazies, hier als Florianer Tegel, entwickelt sind. Wenn wir dazu berücksichtigen, daß die Grunderschichten in Nieder-Österreich auf dem Schlier liegen, während sich in Oberschlesien in den tieferen Horizonten ebenfalls eine Ablagerung toniger Natur einstellt, welche durch ihren Besitz von Gips und Steinsalz¹⁾ sehr ausgesprochen an diesen erinnert, so würde die Annahme, die Fauna von Lorendorf entspräche den Grunder Schichten, noch an Bedeutung gewinnen, selbst wenn wir das Auftreten des in Lorendorf nach QUAAS ausgesprochen häufigen *Buccinum (Uzita) nodosocostatum*, eines Leitfossils des Tegels von St. Florian, mithin der Grunderschichten, nicht allzu hoch veranschlagen würden. Auch in Lorendorf liegen die brackischen Schichten, deren Fauna QUAAS studierte, nicht wie MICHAEL ursprünglich annahm, an der Basis des Miocän, sondern es wurden, nach freundlichen Mitteilungen des erwähnten Autors, noch 100 m tertiäre Schichtenfolge durchbohrt, dann kam Senon. Daß ein großer Teil der neogenen Bildungen Oberschlesiens zudem nicht jünger sein dürfte als die zweite Mediterranstufe, wie QUAAS meint, sondern älter als diese, dürfte schon durch die Verhältnisse des benachbarten Ostrau-Karwiner Gebietes nahe gelegt sein, wo KITTL²⁾ im Einvernehmen mit TH. FUCHS ebenfalls die Beziehungen zu der ersten Mediterranstufe betont hat.³⁾ Auch hier haben wir im wesentlichen blaugraue Tone und Mergel mit Schliercharakter, unterlagert von Sanden, Geröllen und Basalttuffen mit der Horner Fauna der ersten Mediterranstufe.

Wir haben also in Ober-Schlesien nach meiner Auffassung von unten nach oben etwa folgende Glieder des Neogen zu unterscheiden:

1. die faunistisch noch ungenügend bekannten Absätze der Hornerschichten,
2. Schlier mit Gips und Steinsalz,

¹⁾ Vergl. TH. EBERT: Die stratigraphischen Ergebnisse der neueren Tiefbohrungen im oberschlesischen Steinkohlengebirge. Abh. geol. Landesanst. Berlin N. F. H. 19. 1905.

²⁾ Vergl. E. KITTL: Die miocänen Ablagerungen des Ostrau-Karwiner Steinkohlenreviers und deren Fauna. Annal. des K. K. naturhistorischen Hofmuseums II, Wien 1887, S. 217f.

³⁾ Vergl. das Referat über obige Arbeit im N. Jahrb. Min. 1888, II, S. 114f.

3. Grunderschichten mit brackischer Fauna,
4. Tegel und Leithakalke der zweiten Mediterranstufe,
5. Eisensteine und Braunkohlen mit Säugetierresten
(*Prox furcatus* HENSEL) und Anodonten.¹⁾

Das Alter dieser letzteren Schicht No. 5 der ober-schlesischen Braunkohlen ist damit insoweit bestimmt, als sie jünger sein muß, als die Hauptmasse der zweiten Mediterranstufe, und daß kein Grund vorliegt, sie für jünger als sarmatisch zu halten. Ob sie nun der Erosionsperiode entsprechen, welche im Wiener Becken nach Absatz des Leithakalkes und vor Eintritt des sarmatischen Meeres stattgefunden haben soll²⁾, oder ob sie der sarmatischen Stufe selbst ganz oder teilweise angehören, bleibt zu ermitteln, jedenfalls liegt absolut kein Grund dafür vor, diese ober-schlesischen Braunkohlen für jünger, für pliocän anzusehen, wie dies QUAAS a. a. O. annimmt, wobei wohl überhaupt nur gesagt sein soll, daß sie Äquivalente der pontischen Stufe darstellen, und es hier noch so ziemlich Geschmackssache ist, ob man diese noch dem Miocän zuzählt, oder mit ihnen schon das Pliocän beginnen läßt. Für beide Auffassungen würden sich bekanntlich triftige Gründe anführen lassen. R. MICHAEL hat seinerzeit das Vorkommen von Lorenzdorf mit den von Przecziszow östlich Oswiecim in West-Galizien verglichen, dessen in einer Tiefe von ca 358 m aufgefundene brackische Fauna ebenfalls von Herrn QUAAS bestimmt wurde. MICHAEL hat damals auf Grund der Angaben von QUAAS von einem Vorwiegen von *Dreissensia*- bzw. *Congeria*-Arten gesprochen, welche anscheinend (QUAAS kommt auf diese früheren Bestimmungen an keiner Stelle zurück) jetzt für diesen wohl *Modiola marginata* EICHW. geworden sein dürften, aber was läßt sich in dieser Bivalvengruppe mit Schalenbruchstücken anfangen, selbst wenn sie wie hier „zum Teil noch mit gut erhaltener Skulptur“ vorliegen? Haben diese Bruchstücke wirklich Radialstreifung, so sind sie natürlich keine Congerien, aber es gibt hier genügend ähnliche *Mytilus*-, *Modiola*-, *Modiolaria*- und *Crenella*-Arten, welche ohne Kenntnis wohl erhaltener, nicht zerbrochener Exemplare schwer auseinanderzuhalten sein dürften. Dasselbe gilt, in der Beschränkung auf die Gattung

¹⁾ A. cf. *Koeneni* GRAUL, vergl. ANDREAE: Untermiocäne Landschneckenmergel bei Oppeln in Schlesien. Mitteilungen a. d. Römer-Museum in Hildesheim 1902, S. 8.

²⁾ Vergl. R. HOERNES, a. a. O. („Bau und Bild der Ebenen Österreichs“) S. 969.

Cardium selbst, von *C. obsoletum* EICHW. Über die Neritinen und Hydrobien habe ich mich bereits oben verbreitet. *Melanopsis impressa* KRAUSS wird schon von M. HOERNES aus Oberkirchberg bei Ulm, Miesbach in Oberbayern, Korod in Ungarn, Lapugy in Siebenbürgen angegeben, also teilweise aus Horizonten, welche, wie Korod, der ersten Mediterranstufe angehören, während Miesbach vielleicht noch älter ist, und Lapugy und Oberkirchberg jedenfalls älter sind als sarmatisch. Ob zudem die Variationen nach *Melanopsis martiniana* FER. nicht auf *M. aquensis* GRAT. zurückzuführen sind? Das wichtigste Fossil scheint das hier häufige *C. lignitarum* EICHW. Herrn QUAAS stand augenscheinlich die neuere Tertiärliteratur seit dem Tafelwerke von M. HOERNES nur sehr lückenhaft zur Verfügung, sonst würde er, zumal nach den erschöpfenden Darlegungen von RUD. HOERNES, gerade in diesem Formenkreise auf „schlecht erhaltene Exemplare“ hin keine Bestimmung gewagt haben. Sollte es sich indessen wirklich um *C. lignitarum* M. HOERNES non EICHW. handeln, das richtiger als *C. bidentatum* (Defr.) GRAT. zu bezeichnen wäre, so wäre allein durch dieses Vorkommen einer Form, welche in der zweiten Mediterranstufe ungemein häufig ist und zumal in den Grunderschichten dominiert, auch für den Skeptischsten der Beweis geliefert, daß es sich auch hier nie um sarmatische Schichten handeln kann¹⁾. Auch hier liegt die Wahrscheinlichkeit vor, daß wir den Horizont von Grund vor uns haben. In seinem geologischen Führer durch Oberschlesien nimmt FRECH²⁾ für das ganze oberschlesische Neogen, wenigstens soweit es marin ist, ein mittelmiocänes Alter an und spricht ausschließlich von der Transgression der zweiten Mediterranstufe. Eine derartige Ansicht scheint mir eigentlich schon nach den Zusammenstellungen EBERTS, ganz abgesehen von den Funden MICHAELS, ausgeschlossen. Noch weniger zu vertreten ist aber die Stellung, welche der Verf. den Landschneckenschichten von Oppeln gegenüber einnimmt. Diese stellt er auf S. 232 direkt den Braunkohlen des Industriebezirkes gleich, welche nach seinen eigenen Angaben über marinem Mittelmiocän liegen und daher von ihm als Jungmiocän bezeichnet werden, wobei FRECH sehr richtig den Altersunterschied mit den älteren, untermiocänen, mittel-

¹⁾ Vergl. R. HOERNES: Neue Cerithien aus der Formengruppe der *Clava bidentata* (Defr.) GRAT. von Oisnitz in Mittelsteiermark. Sitz-Ber. Ak. Wiss. Wien 110, Abt. I, 1901, S. 315 ff.

²⁾ Diese Zeitschr. 56, 1904, Monatsberichte S. 227 ff.

schlesischen und Posener Vorkommnissen betont. Auf der gegenüber diesem Blatte auf Seite 233 abgedruckten Tabelle, stehen dagegen die Landschneckenschichten von Oppeln an der Basis, darüber kommt dann die Transgression des Mittelmioocän, d. h. der zweiten Mediterranstufe, und dann ein Obermioocän, dem die Basalte des Annabergs angehören sollen, und für das in der Tabelle keine nähere Schicht angegeben ist, während nach dem Texte auf Seite 282 wohl die oberschlesischen Braunkohlen hierher zu rechnen sind. Es ist das ein Widerspruch, für den mir jede Erklärung fehlt. In Wirklichkeit tappen wir bezüglich der Altersstellung der Landschneckenschichten von Oppeln doch noch recht im Dunkeln. Die Landschnecken selbst haben so zahlreiche Beziehungen zu dem Oberoligocän des Mainzer Beckens und zu dem Untermioocän Schwabens und Böhmens (Tuchoritz) (ANDREÄ nennt den bekannten Fundpunkt, anscheinend in Anpassung an das slavische Idiom, beständig Tuchoschitz) ergeben, daß ein tiefmioocänes Alter des Horizontes von Oppeln auf Grund der Molluskenreste nicht zu bezweifeln sein würde. Zu diesen hat sich aber eine Säugetierfauna gesellt, welche man nach dem Auftreten von *Mastodon*, *Paleomeryx*, *Titanomys*, *Pliopithecus* usw. keinesfalls für jünger als mittelmioocän ansehen kann. Man vergleiche hier die entsprechenden Ausführungen in ZITTELS Paläozoologie IV, in welchen auf Seite 744 der fundamentale Unterschied zwischen diesen beiden Säugetierfaunen auf das schärfste betont ist, und nach dem die Hinzurechnung der Säugetierfauna von Oppeln zum Untermioocän zur Unmöglichkeit wird. Es erscheint mir daher bei dieser Mischung jüngerer und älterer Elemente in dieser Fauna für nicht ausgeschlossen, daß auch sie den Grunderschichten angehören können, wobei noch zu berücksichtigen wäre, daß die Landschneckenfauna typisch obermioocäner Bildungen, wie diejenige z. B. von Steinheim, doch ein gänzlich verschiedenes Bild darbietet. Ich glaube daher nicht, daß die Landschneckenschichten von Oppeln ohne weiteres mit der Mehrzahl der Braunkohlen Oberschlesiens vereinigt werden können, da diese (Kieferstädtel usw.) einen höheren Horizont repräsentieren. Diesem gehören allerdings nicht alle Braunkohlen Oberschlesiens an. Diejenigen, welche das Bohrloch IV bei Paruschowitz in einer Mächtigkeit von 2,78 m, 150 m unter den gipsführenden Horizonten, durchsunken hat¹⁾, sind zweifellos älter sowohl als die Gruppe von Kieferstädtel als

¹⁾ Vergl. EBERT, a. a. O., S. 19 u. 126.

wie das Vorkommen von Oppeln und gehören dem tiefen Horizonte „grauer und graublauer, teilweise schieferiger, Tonmergel, grünen Glauconit führender Tonmergel, Kalken und Kalksandsteinen“ an, welcher sich nach EBERT unter dem Gips und Steinsalz führenden Horizonte entwickelt, und welchen ich als Analogon der Ostrau-Karwiner Neogenschichten der ersten Mediterranstufe zuweisen möchte. Es dürften sich daher im Neogen Oberschlesiens wahrscheinlich die oben gekennzeichneten drei Horizonte von Braunkohlen unterscheiden lassen.

Wie wir sehen, besitzt das oberschlesische Neogen infolge seiner Mächtigkeit und der Auflagerung verschiedener, durch brackische Bildungen voneinander getrennter, mariner Horizonte, in denen aller Wahrscheinlichkeit nach die zweite Mediterranstufe die erste direkt überlagert, eine ganz hervorragende theoretische Bedeutung für die Kenntnis des Miocäns weit über die Grenzen seines engeren Verbreitungsbezirkes hinaus. Es ist vielleicht bestimmt, der ohnehin auf der ganzen Linie mehr und mehr verstummenden Gegnerschaft gegen die beiden Mediterranstufen¹⁾ und gegen die SUESSsche Einteilung des Neogens definitiv ein Ende zu machen, einer Gegnerschaft, die, nebenbei bemerkt, mit großem Scharfsinn und hervorragenden Kenntnissen geführt, jedenfalls dazu beigetragen hat, das Problem zu vertiefen und neue, mannigfache Kenntnisse zu schaffen, wie dies z. B. aus der gänzlich veränderten Stellungnahme zu der sarmatischen Stufe hervorgeht. Wenn wir alles dies ins Auge fassen, so können wir nur bedauern, daß die paläontologische Bearbeitung des in den Tiefbohrungen gewonnenen Materials an neogenen Versteinerungen größtenteils noch gänzlich aussteht, und im Interesse unserer theoretischen Erkenntnis den Wunsch aussprechen, daß eine gründliche, der Bedeutung des Gegenstandes gewachsene, Inangriffnahme dieser Aufgabe nicht mehr allzu lange verzögert werden möge.

¹⁾ Vergl. hierüber an neueren Beobachtungen die dem spanischen Neogen gewidmeten Aufsätze von R. HOERNES in den Sitz.-Ber. Akad. Wiss. Wien 1905.

7. Neue Versteinerungen aus dem mittleren Gault von Algermissen.

Von Herrn A. WOLLEMANN.

Braunschweig, den 17. Februar 1907.

Im Jahre 1903 habe ich eine Mitteilung über die Gault-fauna von Algermissen veröffentlicht¹⁾, in welcher ich nach den bis dahin gemachten Funden 31 Arten von dort beschreiben konnte. Neue Funde, welche besonders von Herrn Professor STOLLEY in Braunschweig und Herrn Zahnarzt SCHRAMMEN in Hildesheim gemacht sind, haben diese Zahl beträchtlich vermehrt. Beide Herren waren so liebenswürdig, mir ihre neuen Funde zur Verfügung zu stellen, wofür ich ihnen meinen verbindlichsten Dank ausspreche. In meiner neulich veröffentlichten²⁾ Arbeit über die Bivalven und Gastropoden des norddeutschen Gaults habe ich die folgenden Arten aus Algermissen neu beschrieben: *Narica ous* n. sp., *Natica ervyna* D'ORB., *Rissoina Dupiniana* D'ORB. sp., *Rissoina incerta* DESH. sp., *Cerithium Schrammeni* n. sp., *Cerithium Wunstorfi* n. sp., *Cerithium Frickei* n. sp., *Aporrhais elongata* GARDNER, *Buccinum gaultinum* D'ORB. Von Herrn Professor STOLLEY sind in allerletzter Zeit noch einige neue Arten gesammelt, nämlich eine *Scalaria* und einige *Leda*-Arten, welche ich in einem demnächst erscheinenden Nachtrage zu meinen Untersuchungen über die Bivalven und Gastropoden der norddeutschen unteren Kreide beschreiben werde.

Die Zahl der von mir in meiner ersten Mitteilung beschriebenen Ammoniten habe ich bereits durch Erwähnung³⁾ von *Phylloceras Velledae* MICHELIN sp. vermehrt. Außerdem sind noch mehrere neue Ammonitenformen gefunden, auf deren Beschreibung ich verzichten will, da dieselben eben von Herrn Geh. Bergrat Professor Dr. v. KOENEN bearbeitet werden⁴⁾. Ich will nur zu den von mir a. a. O. bereits beschriebenen Arten auf

¹⁾ Jahrb. geol. Landesanst. Berlin XXIV, 1903, S. 22.

²⁾ Jahrb. geol. Landesanst. Berlin XXVII, 1906, S. 259.

³⁾ Geol. Centralbl. IV, 1903/04, S. 587.

⁴⁾ A. VON KOENEN: Über das Auftreten der Gattungen und Gruppen von Ammonitiden in den einzelnen Zonen der unteren Kreide Norddeutschlands. Nachr. d. k. Ges. d. Wissenschaften in Göttingen 1907, Sitzung vom 12. Januar, S. 8.

Grund der neuen Funde folgendes bemerken: Hinsichtlich des *Hoplites tardefurcatus* LEYMERIE sp. äußert sich Herr v. KOENEN (a. a. O. S. 8) in ähnlicher Weise wie ich, nämlich dahin, daß das Vorkommen von Algermissen von der typischen Form abweicht. Ich habe besonders betont, daß bei den Exemplaren von Algermissen die Rippen an der Externseite nicht so stark abgeplattet sind wie bei der typischen Form und außerdem bei einem Teile der Exemplare über die Externseite fortlaufen. Nachdem ich mehrere hundert Exemplare von Algermissen untersucht habe, habe ich darauf verzichtet, dieser „Mutation“ des typischen *tardefurcatus* einen neuen Namen zu geben, da die Unterschiede zwischen den bei Algermissen gefundenen, durch alle nur denkbaren Übergänge miteinander verbundenen Extremen größer sind, als zwischen den der typischen Form am nächsten stehenden Exemplaren und der typischen Form selbst. Durch v. STROMBECK¹⁾, G. MÜLLER²⁾, HOYER³⁾ usw. wird eine *Tardefurcatus*-Zone über den *Milletianus*-schichten abgegrenzt, während v. KOENEN³⁾ eine solche unter den *Milletianus*-schichten annimmt. Nach G. MÜLLER⁴⁾ ist z. B. der Ton von Alt-Warmbüchen, wo ich den typischen *Hoplites tardefurcatus* selbst gesammelt habe, jünger als der Ton von Isernhagen und Schwiechelt, wo nach ihm nur *Acanthoceras Milletianum* vorkommt.

Während die neuen Funde des *H. tardefurcatus* meine erste Beschreibung der Art wenig ergänzen, werden die von mir gemachten Angaben über *Acanthoceras Cornuelianum* d'ORB. sp. und *Acanthoceras Martini* d'ORB. sp. durch dieselben etwas modifiziert. Von der ersteren Art lagen mir nur zwei Bruchstücke vor, welche ohne Zweifel zu der Art gehören, welche durch VON STROMBECK, G. MÜLLER usw. mit der d'ORBIGNYSchen Art immer identifiziert sind; die jetzt vorliegenden vollständigeren Exemplare lassen erkennen, daß zwischen den norddeutschen und französischen Exemplaren Unterschiede vorhanden sind, welche eine Trennung beider rechtfertigen würden. Zu *Acanthoceras Martini* habe ich anfänglich ein kleines Bruchstück gestellt, von dem ich vermutete, daß dasselbe aus dem Liegenden des Aufschlusses stammte, welches „bei Anlage eines Brunnens auf der Sohle

¹⁾ N. Jahrb. Min. 1857, S. 659.

²⁾ Jahrb. geol. Landesanst. Berlin XVI, 1895, S. 110.

³⁾ Diese Zeitschr. 54, 1902, S. 97.

⁴⁾ a. a. O. S. 9.

⁵⁾ a. a. O. S. 110.

der Tongrube vorübergehend aufgeschlossen war“. Herr Professor STOLLEY hat nun besser erhaltene Exemplare derselben Art gefunden und zwar in den oberen Schichten des Aufschlusses selbst. Da hierdurch nachgewiesen ist, daß diese Art einem wesentlich höheren Niveau angehört als *A. Martini*, und die jetzt vorliegenden besser erhaltenen Exemplare erkennen lassen, daß zwischen ihnen und der typischen Form des *A. Martini* Unterschiede vorhanden sind, so ist diese Spezies anders zu benennen.

Es ist eine Einladung der *Geological Society* in London zur Teilnahme an ihrer vom 26.—28. September stattfindenden Centenarfeier eingegangen. — Wir bitten die Mitglieder unserer Gesellschaft, welche geneigt sind, an der Feier teilzunehmen, sich mit dem Vorstand in Verbindung zu setzen.

Neueingänge der Bibliothek.

- BECKER, E.: Der Wartenberg bei Geisingen in Baden. Stuttgart 1906.
Aus: Festschrift zum 70. Geburtstage von H. ROSENBUSCH.
- BRUN, ALB.: Quelques recherches sur le Volcanisme. Partie 2. Genève 1906. Aus: Archives des sciences physiques et naturelles 1906.
- HAMBLOCH, A.: Der rheinische Schwemmstein und seine Anwendung in der Bantechnik. Stuttgart 1903.
- Der rheinische Traß als hydraulischer Zuschlag in seiner Bedeutung für das Baugewerbe. Andernach a. Rh. 1903.
 - Der Leucituff von Bell. Andernach a. Rh. 1904.
 - Le tuf leucite de Bell. Andernach s. Rh. 1904.
 - Tuffstein und Traß. Aus: Der Steinbruch 1906/H. 11.
 - Über das Wesen der Erhärtung von Kalk. Aus: Baumaterialienkunde XI, 1906, H. 21.
- KLAUTZSCH, A.: Bericht über die wissenschaftlichen Ergebnisse der Aufnahmen auf den Blättern Lötzen, Gr. Steinort und Aweyden im Jahre 1898. Aus: Jahrb. geol. Landesanst. Berlin für 1898.
- Die Gesteine der ecuatorianischen West-Cordillere von den Ambato-Bergen bis zum Azuay. Berlin 1898. 4^o Aus: REISS, W. und STÜBEL, A.: Das Hochgebirge von Ecuador I.
 - Bericht über die Aufnahmen auf den Blättern Seehesten und Sensburg im Jahre 1899. Berlin 1900. Aus: Jahrb. geol. Landesanst. Berlin für 1899.
 - Die geologische Landesuntersuchung Spaniens und Portugals. Aus: Zeitschr. prakt. Geol. IX, 1901.
 - Endmoränen, Terrassen, Miocän, Bl. Schmolainen. — Staubecken, Grundwasserhorizonte, Blatt Wartenburg. — Endmoränen auf Blatt Wenden. — Endmoränen, Blätter Heilsberg und Wernegitten. Aus: Jahrb. geol. Landesanst. Berlin XXIII: 1902.
 - Zur Geschichte der geologischen Forschung im Herzogtum Coburg. Aus: Aus den coburg-gothaischen Landen. Heimatblätter H. 4, 1906.

- KLAUTZSCH, A.: Die geologischen Verhältnisse des Großen Moosbruches in Ostpreußen unter Berücksichtigung der jetzigen Pflanzenbestände. Berlin 1906. Aus: Jahrb. geol. Landesanst. Berlin XXVII: 1906, H. 2.
- KLEMM, G.: Die Trachyte des nördlichsten Odenwaldes. Darmstadt 1905. Aus: Notizblatt des Vereins f. Erdkunde u. der Großh. geol. Landesanst. zu Darmstadt (4) XXVI.
- Bericht über Untersuchungen an den sogenannten „Gneissen“ und den metamorphen Schiefergesteinen der Tessiner Alpen. Aus: Sitz.-Ber. Ak. Wiss. Berlin 1906.
- LAUBE, G. C.: Über einige fossile Echiniden von den Murraycliffs in Südastralien. Aus: Sitz.-Ber. Ak. Wiss. Wien 59, 1869, Abt. 1.
- Die Echinoiden der Österreichisch-Ungarischen oberen Tertiärlagerungen. Wien 1871. Aus: Abh. Ak. Wiss. Wien V.
 - Über den Einfluß atmosphärischer Niederschläge auf Thermalquellen, insbesondere den des Wolkenbruches vom 13. Juni 1889 auf die von Franzensbad. Aus: Lotos, N. F. XI, 1891.
 - *Pygmaeochelys Michelobana*, ein neuer Schildkrötenrest aus dem böhmischen Turon. Aus: Lotos, N. F. XVI, 1896.
 - Andriasreste aus der böhmischen Braunkohlenformation. Prag 1897. 4° Aus: Abhandlungen des Deutschen naturwissenschaftlich-medizinischen Vereines für Böhmen „Lotos“ I.
 - Bericht über Siluridenreste aus der böhmischen Braunkohlenformation. Aus: Verh. Geol. Reichsanst. Wien 1897.
 - Amphibienreste aus dem Diatomaceenschiefer von Sulloditz im böhm. Mittelgebirge. Prag 1898. 4° Aus: Abhandlungen des Vereines „Lotos“ I.
 - Die an der Urquelle in Teplitz am 1. November 1755 während des Erdbebens von Lissabon wahrgenommenen Erscheinungen. Aus: Sitz.-Ber. des Deutschen naturwissenschaftlich-medizinischen Vereines f. Böhmen „Lotos“ 1898.
 - Die im Auftrage der böhmischen Sparcasse durchgeführten Vorarbeiten zur Wasserversorgung von Prag und seinen Vororten. Prag 1899. Ebendaraus 1899.
 - Salmonoiden aus der böhmischen Braunkohlenformation. Ebendaraus 1900.
 - Synopsis der Wirbelthierfauna der böhmischen Braunkohlenformation und Beschreibung neuer, oder bisher unvollständig bekannter Arten. Im Anhang: SCHLOSSER, MAX. Nachtrag zur Säugetierfauna der böhmischen Braunkohlenformation. Prag 1901. 4° = Beiträge zur Kenntnis der Wirbelthierfauna der böhmischen Braunkohlenformation. Im Auftr. d. Ges. z. Förd. deutsch. Wiss., Kunst u. Lit. in Böhmen herausgegeben.
 - Der geologische Aufbau von Böhmen. 2., Neubearb. Aufl. (Prag 1905.) = Sammlung gemeinnütziger Vorträge. Hrsg. vom Deutschen Vereine zur Verbreitung gemeinnütziger Kenntnisse in Prag. Nr 32.
 - Fischreste aus den Cyprisschiefern des Egerlandes. 1905. Aus: Sitz.-Ber. des Deutschen naturw.-medicin. Vereines f. Böhmen „Lotos“ 1905.
- NOPCNA, F., Baron: Zur Geologie der Gegend zwischen Gyulafehérvár, Déva, Ruszkabánya und der rumänischen Landesgrenze. Budapest 1905. Aus: Mitteilungen a. d. Jahrb. d. Kgl. ungar. geol. Anstalt XIV.

Monatsberichte

der

Deutschen geologischen Gesellschaft.

Nr. 3.

1907.

Protokoll der Sitzung vom 6. März 1907.

Vorsitzender: im Anfange Herr BEYSCHLAG, später Herr RAUFF.

Vor Eintritt in die Tagesordnung widmet der Vorsitzende dem verstorbenen Mitgliede, Geh. Bergrat BUSSE, einen Nachruf. Die Anwesenden erheben sich zu Ehren des Verbliebenen von ihren Sitzen.

Das Protokoll der Februar-Sitzung wird verlesen und genehmigt.

Der Gesellschaft sind als neue Mitglieder beigetreten:

Herr Dr. REINHOLD KNOD in Trarbach a. d. Mosel,
vorgeschlagen von den Herren WANNER, WILCKENS
und STEINMANN,

Herr Dr. FRIEDRICH TRAUTH in Wien VII, Sigmundsgasse 13,
vorgeschlagen von den Herren UHLIG, ARTHABER
und CORNU,

Herr Dr. AUGUST TOBLER in Basel, Münsterplatz 6,
- - H. PREISWERK, ebenda,
- - AUGUST BUXTORF, ebenda,
vorgeschlagen von den Herren C. SCHMIDT, BEYSCHLAG und WAHNSCHAFTE.

Sodann legt der Vorsitzende eine Reihe von Neueingängen für die Bibliothek vor, von denen er eine Auswahl bespricht.

Herr TORNAU sprach über die nutzbaren Mineralvorkommen, insbesondere die Goldlagerstätten Deutsch-Ostafrikas.

Allgemeine geologische Verhältnisse.

Wenn auch das geologische Bild, das wir z. Z. von dem größten unserer Schutzgebiete besitzen¹⁾, noch sehr viele und z. T. recht große Lücken aufweist, so können wir doch jetzt schon sagen, daß im größeren Teile Deutsch-Ostafrikas Granite und Gneise auftreten, die allerdings nicht überall zu Tage treten, sondern häufig auf große Flächen hin von lockeren, aus Sand und Lehm bestehenden Bildungen (Deckschichten) überlagert werden.

Im Verbreitungsgebiete hauptsächlich der Granite finden sich an vielen Stellen Phyllite, phyllitische Schiefer, Tonschiefer, Quarzite, Eisenquarzitschiefer oder Itabirite, Glimmerschiefer und untergeordnet auch Sandsteine und Konglomerate, Gesteine, in denen bisher noch niemals auch nur eine Andeutung von organischen Resten beobachtet wurde. Unterbrochen werden diese Schichten häufig von basischen und sauren Eruptivgesteinen.

Im Nordosten des Nyassa lagern diskordant über den vorerwähnten phyllitischen Schiefern und Tonschiefern: Sandsteine, quarzitisches Sandsteine und Quarzite, zu denen sich anscheinend auch noch Tonschiefer gesellen. Auch in diesen transgredierenden Schichten haben sich bisher keine Fossilien auffinden lassen.

Günstiger verhält es sich in dieser Beziehung mit Sandstein-, Grauwacke- und Schiefer-Schichten, die hauptsächlich von BORNHARDT am Nyassa sowie an mehreren Stellen im Küstengebiet beobachtet wurden; auf Grund ihres floristischen Inhaltes (Glossopteris) konnte ihre Zugehörigkeit zu der in Südafrika sehr verbreiteten Karooformation festgestellt werden.

Von jungen mesozoischen Bildungen wurden beobachtet Ablagerungen des mittleren und oberen Jura, sowie der unteren und oberen Kreide. Letztere besitzt im Süden des Schutzgebietes eine große Verbreitung.

Der Vollständigkeit halber muß noch das Auftreten tertiärer Ablagerungen erwähnt werden, die jedoch nach den bisherigen Beobachtungen auf den Küstenstreifen zwischen Kilwa-Kiwindje

¹⁾ Vergl. die geologische Karte von Deutsch-Ostafrika (1:2000000) mit den Reise-Ergebnissen der Bergassessoren BORNHARDT und DANTZ.

und dem Rowuma-Fluß, der Südgrenze des Schutzgebietes, beschränkt zu sein scheinen.

Das orographische und geologische Bild Ostafrikas wird bekanntlich durch bedeutende Störungszonen stark beeinflusst; zu diesen gehören der ostafrikanische Graben, der sich fast durch ganz Deutsch-Ostafrika verfolgen läßt, ferner die lang ausgedehnte Einbruchszone mit dem Tanganyika-, Kiwu- und Albert Edward-See, die als zentralafrikanischer Graben bezeichnet wird. Im Verlauf der Störungszonen ist es an vielen Stellen zu eruptiver Tätigkeit gekommen, deren bedeutendster Zeuge der Kilimandscharo (6010 m) ist.

Zur Zeit noch tätige Vulkane finden sich u. a. im zentralafrikanischen Graben unmittelbar nördlich vom Kiwu-See.

Von den in Deutsch-Ostafrika vertretenen Formationen kommen als Träger der nutzbaren Mineralien in erster Linie die ältesten Schichten in Betracht, nämlich die Gneise sowie jene alten phyllitischen Schiefer, Eisenquarzit-schiefer usw. Während die Gneise über große Flächen verbreitet sind, treten letztere zwar an vielen Stellen, aber anscheinend stets nur in verhältnismäßig geringer Ausdehnung, gewissermaßen lappen- oder schollenartig, über Granit auf. Wenn auch bisher an keiner Stelle direkt zu beobachten war, daß die alten Schiefer auf Granit lagern, so kann daran wohl nicht gezweifelt werden, da der Granit die Schiefer an der Oberfläche etc. umgibt und auch zwischen denselben hier und da zu Tage tritt.

Von den Gebieten, in welchen die alten Schiefer, Quarzite usw. auftreten¹⁾ hat Verf. auf seinen Reisen Iramba, Ussongo und Ikoma kennen gelernt. Diese Landschaften verdienen insofern besondere Beachtung, als sie sich durch das Vorkommen von Gold auszeichnen.

An der Zusammensetzung dieser Gebiete, die sich geologisch sehr ähneln, nehmen hauptsächlich folgende Gesteine teil²⁾:

Phyllite und phyllitische Schiefer,
Tonschiefer,
Serizitische Schiefer,
Hornblende-Schiefer,
Gneise (untergeordnet),
Itabirite und
mittelkörnige bis konglomeratische Arkosen.

¹⁾ Vergl. TORNAU: Die Goldvorkommen Deutsch-Ostafrikas, in den „Berichten über Land- und Forstwirtschaft in Deutsch-Ostafrika“ Bd II, H. 5, 1905, S. 281.

²⁾ Bei der mikroskopischen Untersuchung derselben hat mich Herr Dr. FINCKH in liebenswürdiger Weise unterstützt.

Sehr häufig finden sich ferner Eruptivgesteine, welche die erwähnten Schiefer wohl meist gangartig durchsetzen, und zwar:

Diabas, z. T. verquarzt,
Gabbro, ebenfalls z. T. verquarzt,
Diabas-ähnlicher Olivin-Gabbro,
Diabasporphyr, it,
aplitischer Granit,
Quarzdiorit und
Quarzporphyr.

Im Diabas und Gabbro ist der Augit z. T. uralitisiert und der Feldspat saussuritisiert.

Gewöhnlich zeigen die Gesteine starke Druckwirkungen; so sind die Eruptivgesteine häufig geschiefert und auch chemisch derartig verändert, daß es schwer, oft sogar unmöglich ist, sie makroskopisch als solche zu erkennen. Völlig umgewandelte Eruptivgesteine dürften in den Serizit- und Hornblendeschiefern vorliegen.

Auf dem Iramba-Plateau beobachtete Verf. Kontakterscheinungen in Gestalt von phyllitischen Fleck- und Knotenschiefern und hornfelsartigem Diabas.

Bemerkenswert ist, daß in allen vom Verf. besuchten, hierher gehörigen Gebieten (Iramba, Ussongo und Ikoma) Turmalin teils in Gangquarz, teils in Pegmatit auftritt; auch in Phylliten von Ussongo wurde etwas Turmalin festgestellt.

Die Lagerungsverhältnisse der Gesteine sind sehr kompliziert, eine Folge der starken mit Zerreibungen verbundenen Druckwirkungen, denen diese Gebiete ausgesetzt waren. Dazu kommt, daß ein großer Mangel an guten Aufschlüssen das Studium derselben außerordentlich erschwert. Dem Verf. war es in der kurzen Zeit, die er in den einzelnen Gebieten zubringen konnte, und die überdies hauptsächlich durch die Untersuchung der Goldvorkommen in Anspruch genommen wurde, nicht möglich, die Lagerungsverhältnisse völlig zu entziffern. Hier müssen zukünftige Spezial-Forschungen Klarheit schaffen. Vor der Hand sind wir gezwungen, die wenigen sicheren Beobachtungen hinsichtlich der Lagerung und des Alters der Gesteine durch die petrographische Untersuchung der gesammelten Gesteinsproben zu stützen und, so weit es möglich ist, zu ergänzen.

Wie wir gesehen haben, finden sich in Iramba durch Granit hervorgerufene Kontakterscheinungen, nämlich Fleck- und Knotenschiefer sowie Hornfelsbildung. Mithin ist anzunehmen, daß der weit verbreitete Granit intrusiv und nicht etwa älter

als die auf ihm lagernden Schiefer ist. Da der Granit auch Diabas metamorphosiert hat, so war also z. Z. der Granit-eruption Diabas bereits vorhanden. Andererseits finden sich in Iramba auch Diabasgänge im Granit, die demnach jünger als dieser und als der vorerwähnte im Kontakt umgewandelte Diabas sein müssen, es sei denn, daß zwei verschiedenaltige Granite vorliegen, von denen erst der jüngere die Kontakt-erscheinungen bewirkt hat. Zu einer solchen Auffassung besteht aber auf Grund meiner Beobachtungen keine Veranlassung; denn die in dem kontaktmetamorphosierten Diabas aufsetzenden Granit-Aplite beweisen keineswegs das Vorhandensein eines jüngeren Granites.

In den im vorstehenden kurz skizzierten Gebieten treten zahlreiche Quarzgänge auf, die wir wegen ihres Goldgehaltes später noch genauer kennen lernen werden. Da diese goldführenden Quarzgänge von Diabas- und diabasartigen Gabbrogängen begleitet werden, so liegt der Schluß nahe, daß hier ein genetischer Zusammenhang besteht, und zwar müssen die Quarzgänge mit den jüngeren Diabasen in genetische Beziehung gebracht werden. Außerdem haben auch granitisches Magma und die letzteres begleitenden pneumatolytischen Vorgänge auf die Quarzgänge eingewirkt, wie das Vorkommen von Turmalin im Gangquarz beweist.

Wegen der intrusiven Natur der in Deutsch-Ostafrika oberflächlich sehr verbreiteten Granite muß man annehmen, daß die alten Schiefer, Quarzite usw., welche jetzt nur noch „fetzenartig“ vorkommen, ehemals eine weit größere, geschlossene Verbreitung besaßen, eine Annahme, die in Anbetracht der langen Festlandszeit des zentralen afrikanischen Kontinents und der damit verbundenen starken, langanhaltenden Erosion und Denudation wohl ihre Berechtigung hat.

In diese ehemals zusammenhängenden Schichten, die vielleicht noch von jüngeren, jetzt völlig zerstörten Bildungen überlagert waren, ist der Granit eingedrungen.

Wie aus der Südafrika betreffenden Literatur hervorgeht, sind in Rhodesia, Transvaal usw., die im vorstehenden beschriebenen Schichten und Gesteine ebenfalls vorhanden, mit dem Unterschiede jedoch, daß, je weiter wir nach Süden kommen, die Granite und Gneise, die in Deutsch-Ostafrika dominieren, oberflächlich immer mehr an Ausdehnung abnehmen, während die Schiefer zunehmen. Der unter den Schiefeln befindliche Granit wird allgemein im englischen Südafrika als intrusiv aufgefaßt. SCHENCK bezeichnete die Schiefer, Quarzite usw. mit den intrusiven Graniten als „südafrikanische

Primärformation“; in der neueren Literatur finden wir sie als „Swaziland-Schichten“ bezeichnet und zum Archaikum gestellt. Ob alle den Swaziland-Schichten entsprechenden Bildungen Deutsch-Ostafrikas tatsächlich archaischen Alters sind, muß noch dahingestellt bleiben; dafür spricht der Umstand, daß bisher noch keine Versteinerungen in diesen Schichten aufgefunden worden sind; freilich ist damit die absolute Fossilfreiheit noch nicht erwiesen. Die petrographische Beschaffenheit einiger Sedimentgesteine, namentlich der Tonschiefer und der schwach phyllitischen Schiefer, deutet mehr auf ein eozoisches oder altpaläozoisches Alter hin.

In der Landschaft Ussongo beobachtete Verf.¹⁾ auf dem Marsche von Nguru nach dem Ussenge-Hügel, also von Süden nach Norden, zunächst Granit, auf den sich Arkosen legen, später phyllitische Schiefer, auf die wiederum mittelkörnige bis konglomeratistische Arkosen folgen. Wenn die soeben angegebene Reihenfolge der Schichten auch die Altersfolge derselben darstellt, was bei den schlechten Aufschlüssen nicht mit Sicherheit zu erkennen war, so hätten wir hier Schiefer, die jünger sind, als die auf dem Iramba-Plateau auftretenden kontaktmetamorphosierten Schiefer, da die zwischen Schiefer und Granit liegenden Arkosen sicherlich die Aufarbeitungsprodukte des Granites selbst darstellen.

Mit wenigen Worten soll hier noch auf die Beziehung zwischen Granit und Gneis hingewiesen werden. Nach der geologischen Karte von Deutsch-Ostafrika (1 : 2 000 000) stellt der von DANTZ bereiste zentrale und nördliche Teil des Schutzgebietes in der Hauptsache ein gewaltiges Gneisgebiet dar, in dem von dem genannten Autor zwei verschiedene Zonen unterschieden werden²⁾:

- a) die peripherische Zone mit deutlich geschichteten Gneisen, welche vorwiegend von WNW nach SO streichen und
- b) eine zentrale Zone mit Gesteinen von teilweise gneisartigem, teilweise granitartigem Habitus, wo das Streichen häufiger von NNW nach SSO als von W nach O gerichtet ist.

Dieser Ansicht kann Verf. hinsichtlich des von ihm bereisten Gebietes nicht beipflichten. Auf seiner zweiten Expe-

¹⁾ F. TORNAU a. a. O. S. 267.

²⁾ Die Reisen des Bergassessors Dr. DANTZ in Deutsch-Ostafrika in den Jahren 1898, 1899 und 1900. Sonderabdruck aus den „Mitteilungen aus den deutschen Schutzgebieten XV, H. 2, 1902, S. 26.

dition durch den zentralen und nördlichen Teil der Kolonie (über Kilossa, Mpapua, Kilimatinde, Iramba, Tabora nach Muansa und Ikoma) beobachtete er vom Uluguru-Gebirge an westwärts bis etwa halbwegs zwischen Mpapua und Kilimatinde allerdings Gneis in den verschiedensten Varietäten. Auf der ganzen übrigen Strecke aber herrschte ein völlig schichtungsloses, granitisch-körniges Gestein bei weitem vor, das wir als typischen Granit bezeichnen müssen.

Sicherlich sind Gneise vorhanden, die älter als der Granit sind; so sind z. B. am Südende des Nyassa scharf begrenzte bis kopfgroße Gneisbrocken mitten im Granit beobachtet worden. Doch könnte auch ein Teil der Gneise durch Druckwirkung aus den Graniten entstanden sein.

Die Goldvorkommen.

Die Goldlagerstätten Deutsch-Ostafrikas sind, abgesehen von dem Ussongo-Vorkommen, echte Gänge, die in ihrem Auftreten sämtlich an die oben näher beschriebene Schieferformation geknüpft sind. Goldführende Quarzgänge sind bisher bekannt geworden:

1. auf dem Iramba-Plateau,
2. in der Landschaft Usindya, südlich des Viktoria Nyansa (das „Bismarck-Reef“),
3. in der Landschaft Mssalala bei der katholischen Missionsstation St. Michael, etwa halbwegs zwischen Tabora und Muansa (das „Augusta Viktoria-Reef“),
4. bei Ssamuye (etwa fünf Tagemärsche ost-südöstlich von dem zuletzt genannten Vorkommen),
5. bei Ikoma, sowohl nördlich (Sargidi) als auch südöstlich (Ruhogo-Hügel und Vilima-ya-nyoka) von der Station,
6. in der Landschaft Kassama (= Ngasamo) unweit der Missionsstation Nassa am Speke-Golf.

Auf dem Iramba-Plateau tritt eine größere Zahl ungefähr parallel verlaufender Gänge von sehr wechselnder Mächtigkeit auf, die im Maximum mehrere Meter, im allgemeinen jedoch nur 1 m und darunter beträgt. Ähnlich verhalten sich alle übrigen Gang-Vorkommen; nur der Gang auf dem Ruhogo-Hügel bei Ikoma zeigt stellenweise eine Mächtigkeit von über 6 m.

Ebenso wie die Mächtigkeit schwankt auch die Länge der Quarzgänge außerordentlich; auf dem Iramba-Plateau konnten die Gänge auf mehrere 100 m verfolgt werden. Hier

treten sie in aplitischem Granit auf, der von Turmalin-Quarz durchzogen wird. Nach den Untersuchungen des Bergingenieurs SCHEFFLER ist die Grenze vom Gang zum Nebengestein nicht scharf; vielmehr ziehen sich von dem Hauptgange schwache Quarztrümer mit Gold in das Nebengestein hinein. In Ssamuye und Ikoma bilden serizitische Schiefer das Nebengestein. Als eine allgemeine Erscheinung wurde in Iramba festgestellt, daß die Gänge häufig unterbrochen werden und sich gewissermaßen in eine Anzahl Quarzsäulen auflösen. Neben diesen zerstückelten Gängen kommen in Iramba und besonders in Ikoma auch solche vor, die auf verhältnismäßig große Strecken geschlossen bleiben.

Nach den bisherigen Beobachtungen nähern sich die in Deutsch-Ostafrika auftretenden Gold-Quarzgänge in ihrem Verhalten mehr den sogenannten zusammengesetzten als den einfachen Gängen.

Hinsichtlich der Streichrichtung zeigen die goldführenden Gänge eine gewisse Regelmäßigkeit; in Iramba verlaufen die Gold-Quarzgänge ungefähr nordsüdlich, die ostwestlich streichenden Quarzgänge sind taub. In Ikoma ist es gerade umgekehrt.

Das Einfallen der Gänge ist sehr steil bis senkrecht. Die Gänge bestehen fast nur aus Quarz, der am Ausgehenden häufig kavernös ist. In Ikoma (auf den Vilima-ya-nyoka) treten zusammen mit Quarz Karbonate auf.¹⁾ Schwefelkies ist in den Gängen sehr verbreitet, untergeordnet finden sich noch Kupferkies, Bleiglanz und Arsenkies. Über dem Grundwasserspiegel sind die Sulfide naturgemäß sekundär verändert.

Was nun den Goldgehalt der ostafrikanischen Quarzgänge anlangt, so hat sich herausgestellt, daß derselbe in den obersten Gangteilen außerordentlich hoch ist — er steigt hier stellenweise auf mehrere 1000 g pro t —, daß er aber nach der Tiefe zu sehr schnell abnimmt und in dem frischen, unzersetzten Gange nur noch wenige Gramm beträgt. Zweifellos haben wir es in dem goldreichen Teile mit der Zementations- oder Konzentrationszone zu tun. Die theoretisch über letzterer befindliche goldarme Oxydationszone scheint in den meisten Fällen zu fehlen; sie dürfte der Denudation zum Opfer gefallen sein. Während in Iramba der Goldgehalt nach den Ermittlungen SCHEFFLERS ziemlich gleichmäßig über die

¹⁾ Die Angabe, daß dort auch Schwespat angetroffen worden sei (vergl. die vorläufige Mitteilung in den Berichten über Land- und Forstwirtschaft in Deutsch-Ostafrika Bd II, H. 5, 1905, S. 275), beruht auf einem Irrtum.

Gänge verteilt zu sein scheint, tritt derselbe bei den Ikoma-Gängen mehr nesterartig auf; hier wechseln sehr goldreiche mit armen und tauben Partien. In Iramba hat sich in der Nähe der Diabasgänge häufig eine Goldanreicherung bemerkbar gemacht.

Den deutsch-ostafrikanischen ähnliche Vorkommen finden sich in großer Zahl in Nord-Rhodesia, insonderheit in Mashonaland, wo viele Kleinbetriebe, die mit geringem Kapital arbeiten, Gewinn bringen sollen. Man darf daher auch wohl bezüglich unserer Kolonie die Hoffnung hegen, daß bei kleinen Betrieben in den Händen von Ansiedlern, die womöglich selbst mitarbeiten, eine Rentabilität erzielt werden kann, trotzdem die goldführenden Gänge sowohl im Streichen als auch Fallen wenig nachhaltig sind. Zweckmäßiger Weise müßte sich der Abbau nur auf die reichen Partien erstrecken, also gewissermaßen raubbauartig vorgehen.

In Ussongo, wo neuerdings ebenfalls Quarzgänge aufgefunden worden sind, hat sich der dort auftretende Arkose-Sandstein stellenweise als schwach goldhaltig erwiesen. Ob dieser Goldgehalt, nach Art fossiler Seifen, auf der Zerstörung von goldführenden Quarzgängen beruht, oder ob das Gold epigenetisch von Klüften und Spalten aus in den Sandstein hineingelangt ist, bedarf noch der Feststellung.

Die Alluvionen der Bäche und Flüsse, die ihren Ursprung in den Schiefergebieten mit Gold-Quarzgängen nehmen, haben sich wohl als goldführend erwiesen, doch sind bisher an keiner Stelle abbauwürdige Goldseifen aufgefunden worden.

Kupfer- und Bleierze.

Wie bereits erwähnt worden ist, kommen auf den goldführenden Quarzgängen zuweilen Kupferkies (resp. Malachit und Kupferlasur) sowie Bleiglanz vor, doch nur in so geringen Mengen, daß diese Erzvorkommen bedeutungslos sind. Überhaupt sind wirtschaftlich brauchbare Kupfer- und Bleierzlagstätten in Deutsch-Ostafrika bisher nicht aufgefunden worden.

Eisenerze.

Eisenreiche Mineralien und eisenschüssige Gesteine sind zwar in Deutsch-Ostafrika sehr verbreitet, doch treten sie gewöhnlich entweder nicht in solchen Mengen oder nicht mit solchem Eisengehalt auf, daß an eine Verwertung nach europäischem Muster zu denken ist. Hierher gehören u. a. An-

sammlungen von Magneteisenkörnern im Schwemmland der Flüsse, insbesondere in Usambara und Pare¹⁾ im Norden und in Massassi im Süden, ferner die Eisenquarzitschiefer westlich vom Smithsund (im Süden des Viktoria Nyansa)²⁾, Vorkommen, die den Eingeborenen den leicht schmelzbaren Rohstoff zur Herstellung eines z. T. ganz vorzüglichen Schmiedeeisens liefern. Einige Bedeutung besitzen diejenigen in Gneis auftretenden Magneteisenerzlagerstätten, die BORNHARDT im Uluguru³⁾ und DANTZ im Kinga- oder Livingstone-Gebirge⁴⁾ aufgefunden haben. Da diese Vorkommen eine ausführliche Beschreibung seitens der beiden genannten Autoren erfahren haben, so möge hier nur der kurze Hinweis darauf genügen. Von diesen Vorkommen kommt das von BORNHARDT am oberen Mkabana festgestellte wegen eines 25 % betragenden Gehaltes an Titansäure für eine Eisengewinnung leider nicht in Frage. Ob die übrigen Lagerstätten später einmal einen lohnenden Abbau gestatten werden, läßt sich nicht voraussagen. Am günstigsten scheinen die Verhältnisse hinsichtlich der DANTZschen Funde am Nyassa zu liegen, da ja hier auch Steinkohlen vorkommen, auf die noch weiter unten eingegangen werden muß. Wie DANTZ bereits hervorhebt, ist selbstverständlich die Bedarfsfrage Vorbedingung für eine Ausbeutung. Eisenerze bzw. sehr eisenreiche Gesteine finden sich ferner auf den Goldfeldern von Ussongo und am Mtambalalabache, wenig südlich vom Ruhuhu am Nyassa. Am letzteren Orte handelt es sich um Bänke von Konglomeraten und Sandsteinen der Karooformation, die von verhältnismäßig reichem Eisenkarbonat mit 48 % Eisenoxydul durchsetzt sind.

Bei Midindo in der Gemarkung Uponera unweit der englischen Missionsstation Mamboya (nördlich von Kilossa) wurden von dem englischen Missionar WOOD reiche Eisenerze in großen Mengen beobachtet. Einige Stücke aus dieser Gegend, die dem Verf. von dem Finder übergeben wurden, bestanden aus Rot- und Magneteisenerz.

Manganerz.

In der Landschaft Unata — ungefähr 25 bis 30 km westnordwestlich von der Boma Ikoma entfernt — tritt auf

¹⁾ H. MEYER: Ostafrikanische Gletscherfahrten, S. 179 u. 194 ff.

²⁾ DANTZ: „Mitteilungen“ etc., Bd XV, H. 3, 1902, S. 162 u. 163.

³⁾ BORNHARDT a. a. O., S. 335 u. 336.

⁴⁾ DANTZ: „Mitteilungen“ etc. Bd XVI, H. 1, 1903, S. 117 u. 118.

einem westnordwestlich streichenden Bergrücken Graubraunstein auf, und zwar unmittelbar neben rötlichen, feingeschichteten Schiefern, zusammen mit Quarzporphyr. Das gangartige Vorkommen besitzt eine Mächtigkeit von etwa $\frac{1}{4}$ m und soll mehrere Kilometer weit zu verfolgen sein. Ein lohnender Abbau desselben ist jedoch unter den heutigen Verhältnissen ausgeschlossen, selbst wenn beträchtliche Erzmengen vorhanden sind, was jedoch noch zu ermitteln wäre.

Uranerz.

Im Jahre 1904 wurden am Westabhange des Lukwengule (Mbakanatal) im Uluguru-Gebirge Uranerze aufgefunden, und zwar zusammen mit großplattigem Glimmer der Pegmatitgänge. Nach örtlichen, durch das Kaiserl. Gouvernement in Daressalam veranlaßten Ermittlungen findet sich das Erz anscheinend nur im Mbakanatal und in dessen Seitentälern, an Punkten, die mehrere Wegstunden von einander entfernt liegen. Das Erz ist im Glimmer eingewachsen und bildet kleine und große, bisweilen eine Mannslast übersteigende Kristalle von oktaedrischer Form.

Eine genaue chemische Untersuchung des Minerals¹⁾ hat ergeben, daß es kristallisierte Pechblende ist, welche durch einen mehr oder minder weit vorgeschrittenen Verwitterungsprozeß unter Pseudomorphosenbildung in ein bisher unbekanntes Mineral, Uranylkarbonat, umgewandelt ist, das MARCKWALD „Rutherfordin“ genannt hat.

Die auf dem hohen Urangehalt (88 % U_3O_8) beruhende hohe Radioaktivität des Uranpecherzes übersteigt diejenige der Joachimstaler Pechblende um etwa 20 %; das spez. Gewicht des unverwitterten Minerals beträgt nach MARCKWALD 8,84.

Die Radioaktivität des Uranylkarbonates, das ein spez. Gewicht von 4,82 besitzt, kommt derjenigen der Pechblende ungefähr gleich. Da das Uranerz ein in mehrfacher Hinsicht sehr wertvolles Mineral ist, so verdient dieses Vorkommen Beachtung. Nach den dem Verf. vorliegenden Berichten ist das Erz jedoch bisher an jedem Fundpunkt nur in so geringen Mengen beobachtet worden, daß an eine besondere Uranerzgewinnung nicht zu denken ist. Vielleicht könnte man jedoch stellenweise bei der Gewinnung des Glimmers, in dem das Uranerz auftritt, letzteres als willkommenes Nebenprodukt mitabbauen.

¹⁾ W. MARCKWALD: Über Uranerze aus Deutsch-Ostafrika, Centralbl. Min., 1906, S. 761—763.

Steinkohlen.

Über Steinkohlen ist zu dem, was bereits BORNHARDT darüber berichtet hat¹⁾, nichts hinzuzufügen. Wir wissen, daß im Nordwesten des Nyassa in einer in der Hauptsache aus Sandsteinen und Tonschiefern bestehenden Schichtenfolge der Karooformation mehrere Flöze bis zu fast 5 m Mächtigkeit auftreten. Nach Lage der Verhältnisse werden diese Kohlenlager, die sich übrigens die Regierung gesichert hat, voraussichtlich noch längere Zeit unberührt bleiben; denn wenn es sich hier auch um abbauwürdige Flöze handelt, so fehlt leider jetzt und in der nächsten Zeit jede Absatzmöglichkeit.

Die am unteren und mittleren Ruhuhu²⁾, im Osten des Nyassa, vorkommenden Karooschichten führen zwar an mehreren Stellen (u. a. am Mkapa, einem Nebenbache des in den Ruhuhu mündenden Ngaka-Flusses) auch Kohle, doch sind hier abbauwürdige Steinkohlenlager noch nicht aufgefunden worden.

Graphit.

Graphit ist an verschiedenen Stellen im Gneis beobachtet worden, so im Uluguru-Gebirge, ferner am Kissitwi-Berg bei Mamboya unweit Kilossa, im Mahenge-Bezirk, in Handei (Ngambo) etc. Der Kohlenstoffgehalt ist sehr verschieden und mitunter recht beträchtlich; eine Probe aus Handei hatte 87 % Kohlenstoff. Leider ist bisher an keiner der genannten Stellen reiner Graphit in solchen Mengen nachgewiesen worden, daß eine Gewinnung lohnend erscheint. In neuerer Zeit sind durch die Lindi-Schürfgesellschaft im Hinterlande von Lindi, ca. 5 Tagemärsche von der Küste entfernt, an mehreren Stellen größere Graphit-Linsen im Gneis festgestellt worden. Die bergmännische Untersuchung dieser Vorkommen ist noch nicht abgeschlossen, so daß man über den Wert derselben z. Z. nichts Bestimmtes sagen kann.

Granaten.

Seit einer Reihe von Jahren werden bekanntlich aus Deutsch-Ostafrika Granaten ausgeführt, die aus der im äußersten Süden gelegenen Gemarkung Namaputa stammen. Die Steine

¹⁾ BORNHARDT a. a. O., S. 135 ff.

²⁾ BORNHARDT a. a. O., S. 127 ff., und DANTZ: „Mitteilungen“, XVI, 1, 1903, S. 114 ff.

zeichnen sich durch schöne Farbe aus und dürften auch gute Preise erzielen, vorausgesetzt, daß der Markt nicht mit Rohmaterial überschwemmt wird.

Auch seitens der Lindi-Schürfgesellschaft sind an mehreren Stellen im Hinterlande von Lindi nesterartige Vorkommen von schleifwürdigen Granaten im Gneise nachgewiesen worden.

Glimmer.

Großplattiger Glimmer findet sich in größeren Mengen an vielen Stellen im Uluguru-Gebirge, und zwar als Bestandteil der hier im Gneis aufsetzenden Pegmatitgänge.

Seiner Beschaffenheit nach eignet sich der deutsch-ostafrikanische Glimmer zur Verwendung in der Elektrotechnik als Isolationsmaterial, während er zur Anfertigung von Glimmerwaren, wie Lampenzylindern, hauptsächlich wegen seiner grünlich-braunen Färbung nicht benutzt werden kann. Er kommt also dem besten indischen, lichtrötlich gefärbten Glimmer, dem sogenannten Ruby, an Qualität nicht gleich, der für alle Zwecke ein vorzügliches Material darstellt. Trotzdem kann man wohl sagen, daß unser ostafrikanischer Glimmer ebenfalls eine absatzfähige Ware ist. Bemerkenswert ist, daß in letzter Zeit an verschiedenen Stellen ein lichtrötlich gefärbter Glimmer aufgefunden wurde, der dem bestbezahlten indischen Ruby-Glimmer durchaus ähnlich sieht.

Im Uluguru-Gebirge wird der Glimmer seit mehreren Jahren abgebaut, und zwar anfänglich durch einzelne unternehmungslustige Europäer. Mangels genügender Sachkenntnis und hinreichenden Kapitals kam diese Art von Kleinbetrieb bald zum Erliegen; der erhoffte schnelle pekuniäre Erfolg blieb aus. Mit Freuden wurde es daher in kolonialen Kreisen begrüßt, als im Jahre 1903 die Hamburger Firma H. A. Brandt, die bei Geridhi in Indien große Glimmerwerke besitzt, eine Expedition mit 5 Europäern nach dem Uluguru-Gebirge entsandte, um hier den Glimmerabbau in großem Stile zu betreiben. Leider hatte auch dieses Unternehmen nur kurzen Bestand, und zwar deshalb, weil es sich nicht recht rentierte, was in Anbetracht der hohen Generalunkosten, wozu in erster Linie die Gehälter für 5 Europäer gehörten, nicht wundernehmen kann.

In neuerer Zeit betreibt der ehemalige Leiter des Brandtschen Unternehmens den Glimmerabbau auf eigene Rechnung. Es scheint, daß sich der Abbau z. Z. nur in der Nähe der Oberfläche lohnt, wo der Pegmatit durch Verwitterung so

gelockert worden ist, daß die Gewinnung des Glimmers leicht und unter geringen Kosten vor sich gehen kann.

Außer im Uluguru-Gebirge ist großplattiger Glimmer in den letzten Jahren noch in folgenden Gegenden beobachtet worden:

In dem gebirgigen Teile der Landschaft Upogoro im Bezirk Mahenge, und zwar südlich der Straße Mahenge—Mpanga, ca 30 km westlich von der Station Mahenge; ferner im Sultanat Hatia im Hinterlande von Lindi bei den Nguluwe — oder Ungulue — Bergen.

Der bereits erwähnte Missionar Wood hat am Kisetui- und am Kissitwi-Berge in der Nähe der Missionsstation Mamboya, nördlich von Kilossa, ebenso große und gut erhaltene Glimmerplatten entdeckt, wie sie aus dem Uluguru-Gebirge bekannt geworden sind. Der am meisten geschätzte Ruby-Glimmer wurde ebenfalls hier beobachtet. Außer den genannten beiden Fundorten sollen den Eingeborenen jener Gegend noch andere Glimmervorkommen bekannt sein. Schließlich muß noch erwähnt werden, daß in den Vitimiri-Bergen größere Mengen Glimmer, darunter auch Ruby, aufgefunden worden sind.

Über den wirtschaftlichen Wert der oben aufgeführten neueren Glimmerfunde ist bisher nichts bekannt geworden.

Kochsalz.

Im Bezirke Udjidji, am unteren Laufe des in den Tanganyika mündenden Mlagarassi und an seinem Nebenflusse Rutshugi, entspringen Solquellen¹⁾, die unter ganz geringem Druck aus zerklüftetem Diabas empordringen, der von roten Sandsteinen überlagert wird.

Die chemische Untersuchung der Sole hatte folgendes Ergebnis:

Farbe:	schmutziggelb.	
Geruch:	stark nach Schwefelwasserstoff.	
Geschmack:	stark salzig.	
Spez. Gew.:	1,101.	
Reaktion:	neutral.	
Rückstand	17,5	} auf 100 Teile
Schwefelsäure	0,085	
Kalzium	0,053	
Magnesium	0,013	
Chlor	7,0	
Kali	Spuren	
Kochsalz	11,6	

¹⁾ DANTZ: Mitteilungen usw. XV, 2, 1902, S. 40 ff.

Brom und Jod fehlen demnach gänzlich; aus diesem Umstande und daraus, daß die Solquellen nach den Angaben der Eingeborenen in der trockenen Jahreszeit schwächer fließen, dafür aber salzhaltiger sind als zur Regenzeit, schließt DANTZ wohl mit Recht, daß die Sole nicht etwa aus tiefliegenden Steinsalzlagerstätten stammt. Er hält es vielmehr für wahrscheinlich, daß „ein geringer Salzgehalt der roten Sandsteine allmählich an die durchsickernden Niederschlagswasser abgegeben wird, und die entstehende Sole in der Höhe des Grundwasserspiegels in dem zerklüfteten Diabas zutage tritt.“ Ob diese Ansicht zutreffend ist, bedarf noch der näheren Untersuchung.

Aus diesen Solquellen stellten sich früher die Eingeborenen jener Gegend in großem Maße Salz her, indem sie in irdenen Gefäßen die Sole bis zum Sieden erhitzen und so das Wasser zum Verdampfen brachten.

In den Jahren 1902 und 1903 errichtete die Zentral-Afrikanische Seen-Gesellschaft m. b. H. unweit der Einmündung des Rutshugi in den Mlagarassi am letzteren eine Saline namens Gottorp, in der seit 1903 Kochsalz nach europäischem Muster hergestellt wird. Durch ein gewaltiges Hochwasser des Mlagarassi im vergangenen Jahre wurde dieselbe zerstört, doch ist sie unmittelbar darauf an einer mehrere Meter höher gelegenen Stelle wieder aufgebaut worden.

Die Salzproduktion beträgt etwa 2000 bis 3000 Zentner monatlich.

Die Hauptabsatzgebiete sind die Länder am Tanganyika, das sogenannte Zwischenseengebiet (insbesondere die Landschaften Ruanda und Urundi) sowie die am Westufer des Tanganyika gelegenen Teile des Kongostaates.

Soda.

In letzter Zeit wurde in der Presse häufig von einer Sodagewinnung aus dem sogenannten Natron-See berichtet. Letzterer liegt im ostafrikanischen Graben, und zwar mit Ausnahme eines kleinen meist trocknen Zipfels in deutschem Gebiete. Etwa 2 Tagemärsche nördlich der Grenze — also in Britisch-Ostafrika — liegt der kleine Natronsee, an dem die Soda in Schollen auftritt und daher leicht zu gewinnen ist. Bei uns liegen die Verhältnisse insofern ungünstiger, als das Salz in der Hauptsache in gelöster Form vorhanden ist. Nur in der Nähe des Südwestufers des Sees sollen, den Berichten der deutschen Grenzregulierungs-Expedition zufolge,

Ansammlungen von Natronschollen vorhanden sein. Die in Lösung befindliche Soda müßte analog dem Seesalz in Salzgärten gewonnen werden. Die Engländer haben bereits mit der Ausbeutung des kleinen Natronsees begonnen und wollen, vorausgesetzt, daß der erzielte Preis auf dem Londoner Markt es zuläßt, eine Bahn von der Ugandabahn bis zum kleinen Natronsee (eine Entfernung von etwa 100 km) bauen. Ob dieser Plan verwirklicht wird, ist jedoch noch zweifelhaft; überhaupt dürfte es sehr fraglich sein, ob sich eine Ausbeutung der weit im Innern gelegenen sodahaltigen Seen rentiert, da die Befürchtung nahe liegt, daß die natürliche Soda in Anbetracht ihrer großen Entfernung vom Weltmarkt mit der künstlichen Soda nicht konkurrieren kann.

Eine Sodaprobe vom Südwestufer des Natronsees zeigte folgende Zusammensetzung:

29,2	Proz. Wasser,
68,5	- Na_2CO_3 ,
2,32	- unlösliche Verunreinigung.

Während die an verschiedenen Stellen Deutsch-Ostafrikas hervortretenden Thermen hier unerwähnt bleiben mögen, soll jedoch noch kurz auf das Auftreten von subfossilem Kopal und Kalk eingegangen werden. Ersterer wird an zahlreichen Stellen im Küstengebiet von den Eingeborenen aus dem Sandboden mühsam herausgewühlt; für eine Gewinnung im Großen unter der Leitung von Europäern kommt der subfossile Kopal wegen seines ganz regellosen und höchst spärlichen Auftretens nicht in Frage. Dagegen findet sich an der Usambara-Bahn, nur etwa 8 km von der Küste entfernt, ein ausgedehntes Kalkvorkommen jurassischen Alters neben gleichaltrigen Mergeln von einer Beschaffenheit, daß hier an eine Zementfabrikation wohl gedacht werden kann.

Von den verschiedenen, hier angeführten Bodenschätzen Deutsch-Ostafrikas haben nach den bisherigen Ermittlungen wirtschaftlichen Wert: Gold, Glimmer, Steinkohlen, Granaten, die Solquellen am Mlagarassi und vielleicht auch noch Graphit, Eisenerze und Kalkstein. Freilich sind von allen diesen Mineralien großartige Funde bisher nicht gemacht worden. Es darf jedoch nicht vergessen werden, daß große Gebiete Deutsch-Ostafrikas geologisch so gut wie unbekannt sind, daß ferner die Gebiete, welche auf der geologischen Karte von Deutsch-Ostafrika bereits farbig angelegt sind, namentlich in Bezug auf das Vorkommen von nutzbaren

Mineralien durchaus noch nicht als völlig erforscht gelten können, da die geologischen Beobachtungen der verschiedenen Forscher sich doch immer nur auf einen verhältnismäßig sehr schmalen Streifen längs des von ihnen zurückgelegten Weges beziehen. Wir dürfen daher sehr wohl noch Hoffnung auf neue Funde hegen. Jedenfalls wäre es verfrüht, wenn man bereits jetzt ein definitives Urteil über den Wert Deutsch-Ostafrikas hinsichtlich seiner Bodenschätze abgeben wollte.

Wichtigste Literatur.

- 1894 SAWYER, A. R.: The goldfields of Mashonaland. London 1894.
1896 Frhr. v. REICHENBACH, ERNST: Die Geologie der deutschen Schutzgebiete in Afrika. Mit Literaturverzeichnis. München und Leipzig 1896.
1897 GIBSON, W.: The geology of Africa in relation to its mineral wealth. Trans. Fed. Inst. M.-E., Newcastle-upon-Tyne, XII, S. 303—322, Taf. XVII—XXVIII.
1899 BORNHARDT: Über die bergmännischen und geologischen Ergebnisse seiner Reisen in Deutsch-Ostafrika. Diese Zeitschr. 50, 1898, S. 59.
1900 Zur Oberflächengestaltung und Geologie Deutsch-Ostafrikas. Ergebnisse der von dem Bergassessor W. BORNHARDT in den Jahren 1895—1897 in Ostafrika unternommenen Reisen. Mit einem Kartenband. Berlin 1900.
1902 SCHMEISSER: Die nutzbaren Bodenschätze der deutschen Schutzgebiete. Vortrag, gehalten bei Gelegenheit des deutschen Kolonialkongresses zu Berlin am 10. Oktober 1902. Verhandl. d. Deutsch. Kol.-Kongr. 1902. Berlin 1903.
1902 u. 1903 Die Reisen des Bergassessors Dr. DANTZ in Deutsch-Ostafrika in den Jahren 1898, 1899 und 1900. Mitteilungen aus den deutschen Schutzgebieten XV, 1902, H. 2, 3 u. 4; XVI, 1903, H. 1 u. 2.
1903 MACCO, A.: Die nutzbaren Bodenschätze der deutschen Schutzgebiete. Zeitschr. prakt. Geol. XI, 1903, S. 194.
1903 DE LAUNAY, L.: Les richesses minérales de l'Afrique. Paris 1903.
1905 TORNAU, F.: Die Goldvorkommen Deutsch-Ostafrikas, insbesondere Beschreibung der neu entdeckten Goldgänge in der Umgegend von Ikoma. Vorläufige Mitteilung. Berichte über Land- und Forstwirtschaft in Deutsch-Ostafrika, herausgeg. vom Kaiserl. Gouvernement von Deutsch-Ostafrika. Bd II, H. 5, S. 265.
1905 SCHMEISSER: Über geologische Untersuchungen und die Entwicklung des Bergbaus in den deutschen Schutzgebieten. Vortrag, gehalten auf dem deutschen Kolonialkongreß am 7. Oktober 1905. Verhandl. d. Deutsch. Kol.-Kongr. 1905, S. 140. Berlin 1906.
1906 MARCKWALD, W.: Über Uranerze aus Deutsch-Ostafrika. Centralbl. Min. S. 761—63.

Herr A. MACCO sprach über die Blue Ground-Vorkommen in Südafrika. (Mit Lichtbildern.)

Der Vortragende hat den größten Teil dieser Vorkommen auf einer bergmännischen Studienreise besucht. Er betonte, daß er nicht die Ergebnisse einer streng wissenschaftlichen Forschung vorlegen könne, sondern vielmehr durch den Hinweis auf einige Punkte, die ihm bei seiner Beschäftigung mit dem Gegenstande besonders aufgefallen seien, nur anregen möchte zu eingehenderen wissenschaftlichen Arbeiten über die Blue Ground-Vorkommen, welche noch eine große Zahl wissenschaftlich interessanter und für die Praxis wichtiger Probleme böten. —

In der Grundmasse der Blue Ground-Breccie herrscht allen anderen Mineralien gegenüber in der Regel Serpentin vor. Als der hauptsächliche Erzeuger dieses Serpentin wird bisher allgemein Olivin angesehen. H. S. HARGER glaubt dagegen, bei einer Reihe von Blue Ground-Vorkommen den überwiegenden Teil des Serpentin nach noch erkennbaren Formen auf Pyroxene zurückführen zu müssen und schließt daraus allgemein auf eine stärkere Beteiligung von Pyroxenen als von Olivin an der Serpentinbildung im Blue Ground.

In fast allen Vorkommen treten Pyroxene in guter Erhaltung auf; sehr viel seltener aber sind einigermaßen wohl erhaltene Olivin-Individuen: ein Zeichen, daß der Serpentinisierungsprozeß bei den peridotitischen Teilen des Blue Ground sehr viel schneller fortgeschritten ist als bei den pyroxenischen. Diejenigen Massen, bei denen der Serpentinisierungsvorgang am meisten vorgeschritten ist, und bei denen daher ein Erkennen der Abstammungsformen nicht möglich ist, wird man daher doch wohl eher auf Peridotit als auf Pyroxen zurückführen müssen. Diese Serpentinmassen dürften aber in der Regel überwiegen. Eine endgültige Klarstellung dieses Punktes durch umfangreiche petrographische Untersuchungen ist dringend erwünscht.

Mit dem Maß der Zersetzung und der Beteiligung verschiedener chemischer Komponenten — insbesondere, nach HARGER, wahrscheinlich des Kieselsäuregehaltes — steht zweifellos auch der Unterschied in Zusammenhang, welcher zwischen dem gewöhnlichen gutartigen Blue Ground, der beim Lagern an der Luft zu Mulm zerfällt, und dem Hard Blue — auch Hardibank genannt — besteht, dessen fester Zusammenhang sich selbst dann nicht lockert, wenn man ihn jahrelang dem Einfluß der Atmosphärien aussetzt.

Der Hard Blue erfüllt einzelne Vorkommen bis zum Ausgehenden (Schuller-Pipe Nr 1, Zonderwater u. a.), bei anderen stellt er sich erst in der Tiefe ein (Kimberley-Mine, De Beers-Mine, Jagersfontein) entweder inmitten des gutartigen Blue Ground als mehr oder weniger geschlossene Masse oder auch als Belag auf dem Nebengestein, der Pipe-Wand. In der Schuller-Kaalfonteinpipe scheint sich neben dem am Ausgehenden vorhandenen Hard Blue bei 80 m Tiefe stellenweise wieder gutartiger Blue Ground gefunden zu haben.

Der Hard Blue von manchen Vorkommen, z. B. Zonderwater im Pretoria-Distrikt und Weltefreden (Frank Smith), macht makroskopisch stark den Eindruck, als habe man es mit Material aus ruhig aufgestiegenem Magma zu tun, dem sich in geringem Maße Nebengesteinsstückchen zugesellt haben. Er sieht wenig nach einer Tuffbreccie aus, als welche man den Blue Ground bisher anzusprechen geneigt war. Vielleicht hat man es hier mit einem Materiale einer etwas anderen Entstehungsart als bei gewöhnlichem Blue Ground — mit einem in der Tiefe erstarrten Produkt — zu tun.

Bei diesem gewöhnlichen Blue Ground liegen in der vorwiegend serpentinischen Grundmasse eingebettet:

einzelne Mineralindividuen,
knollenartige Verwachsungen von wesentlichen Blue
Ground-Mineralien,
Knollen (Boulders) von Fremdgesteinen.

An den Mineralindividuen fallen gerundete Formen mit geglätteter Oberfläche sowohl bei kleinsten wie bei den bis zu kopfgroßen Stücken auf. Außer den in der Literatur mehrfach genannten hervorstechenden Stücken solcher Art von der Monastery-Mine sei vor allem auch auf das prachtvolle, über faustgroße Stück eines Diopsids hingewiesen, welches der General-Manager der Jagersfontein-Mine aus dieser Grube besitzt.

Auffällig ist, daß sich einige Blue Ground-Vorkommen durch Seltenheit einzelner wesentlicher Mineralbestandteile auszeichnen. So ist die Lace-Mine sehr arm an Pyroxen, die Premier-Mine im Pretoria-Distrikt verhältnismäßig arm sowohl an Pyroxenen wie an Granaten. Sehr viel gleichmäßiger scheint bei allen Vorkommen der Bestand an Glimmer (Vaalit) und Titaneisenerz zu sein. Ob Korund (als Rubin in der Frank Smith-Mine und als Sapphir in der Jagersfontein-Mine) und Cyanit als allen Vorkommen gemeinsam anzusprechen sind, scheint mir noch dahinzustehen; jeden-

falls dürften diese Mineralien häufiger auftreten, als bisher allgemein bekannt war; auch ein Teil des in Südafrika als „Dutch Boart“ bezeichneten Materials dürfte aus Korund bestehen, der Rest davon allerdings aus Zirkon.

Beim Diamanten, bekanntlich einem der seltensten Gemengteile des Blue Ground, ist nur in ganz wenigen Fällen eine Verwachsung mit anderen Blue Ground-Mineralen beobachtet worden, zumeist mit Granat. Zur Zeit meiner Anwesenheit in Kimberley wurde in der Frank Smith-Mine ein Diamant gefunden, der einen kleinen Granaten vollkommen umschloß.

Die größeren Verwachsungen einzelner Blue Ground-Mineralien, welche unter dem wenig glücklichen Namen „Eklogitknollen“ bekannt geworden sind, zeigen durchweg ein wohl abgerundetes Äußere.

Von den Fremdgesteinsstücken, die dem Blue Ground beigesellt sind, weisen alle diejenigen, welche aus Bruchstücken verhältnismäßig dünngeschichteter Gesteine (z. B. toniger Sandsteine und sandiger Tonschiefer) bestehen, sehr unregelmäßige Formen mit relativ scharfen Ecken und Kanten auf. Diejenigen Gesteinsarten dagegen, welche am Aufbau der Formationen Südafrikas in dickbankigen Lagen oder massig beteiligt sind, haben, wenn sie im Blue Ground vorkommen, gerundete Formen. Die Diabasknollen zeichnen sich dazu noch besonders durch schalige Absonderung aus.

Vielleicht darf man die auffällige kugelige Gestalt aller derartigen „Boulders“ mit auf die Wirkung einer plötzlichen Abkühlung heißer Gesteinsbrocken festen Gefüges — auf ein Absplittern der randlichen Partien und die daraus resultierende Bildung der kugelähnlichen Formen — zurückführen, also etwa an eine Analogie mit der Herausbildung der kugelförmigen Massen denken, die man am Ausgehenden der südafrikanischen Doleritdecken vielfach beobachten kann, und die ganz wesentlich der Einwirkung der in Südafrika vorherrschenden starken Temperaturunterschiede zwischen Tag und Nacht zugeschrieben werden.

Dieser Erklärungsversuch würde mit der bisherigen allgemeinen Auffassung in Einklang stehen, daß bei den Blue Ground-Vorkommen ein Hochschießen von eruptivem Material bis zur Erdoberfläche hinauf stattgefunden habe.

Die dem obigen Erklärungsversuch entgegengesetzte Behauptung, daß die gerundete Form dieser Boulders auf Schmelzwirkung zurückzuführen sei, bedarf noch des petrographischen Beweises. Der makroskopische Befund der aus Quarzit bestehenden Boulders scheint nicht dafür zu sprechen.

Neben den einzelnen Fremdgestein-Boulders kommen kleinere und größere Massen von Nebengestein (Floating Reef) im Blue Ground vor.

Daß noch niemals die Verwachsung eines Diamanten mit einem Nebengesteinsstück beobachtet worden ist, dürfte mehr wie alle anderen bisher vorgebrachten Argumente als Beweis gegen die überwundene Anschauung dienen, daß der Kohlenstoff des Diamanten dem Nebengestein der Blue Ground-Vorkommen entstamme.

Auffällig ist die Tatsache, daß in der Premier-Mine im Pretoria-Bezirk derjenige Teil des Vorkommens, welcher bisher als am reichsten an Fremdgestein-Boulders befunden wurde, den höchsten Gehalt an Diamanten aufwies. Von den südafrikanischen Praktikern behaupten viele, daß die unter einer Nebengesteinsscholle liegenden Blue Ground-Partien einen verhältnismäßig hohen Diamantgehalt hätten. Besonders auffallend soll dies in den oberen Teilen der Jagersfontein-Mine gewesen sein.

In den fünf großen Gruben der De Beers Co. bei Kimberley ist gleichmäßig der westliche Teil arm und nur der östliche abbauwürdig. Bei der von diesen fünf Gruben am weitesten nach der Teufe hin vorgeschrittenen, der Kimberley-Mine, hat sich das arme westliche Ende nach der Tiefe zu allmählich immer mehr zu einer vom abbauwürdigen Ostteil abzweigenden Rippe verschmälert. Der Querschnitt des diamantreicheren Ostteiles ist nach der Tiefe hin zwar auch beträchtlich zusammengeschrunpft, aber er hat doch eine in der Hauptsache runde Gestalt behalten. Der diamantarme Westteil spitzt sich in der bisher erreichten größten Tiefe endlich ganz zu einem Gange aus, der außerhalb des eigentlichen Minenareals auf über 100 m Länge verfolgt worden ist. Der Schlot geht dagegen unter dem diamantreichen Ostteil des Vorkommens in die Tiefe. Er fällt hier übrigens ganz schwach nach Osten ein.

Vielleicht geben diese Verhältnisse der Kimberley-Mine den Schlüssel zur Erklärung des in den östlichen und westlichen Partien aller großen De Beers Co.-Minen so sehr verschiedenen hohen Diamantgehaltes.

Da man bei der De Beers-Mine auch wohl von einem ganz schwachen Einfallen gleichfalls nach Osten sprechen kann, so scheint es fast, als ob in Kimberley das Blue Ground-Material gleichmäßig einen — nach Norden gesehen — von unten rechts (Osten) nach oben links (Westen) gehenden Weg genommen und dabei an der Westseite der Ausbruchsschlotte

nahe der heutigen Erdoberfläche Ausweitungen hergestellt hätte. Der diamantreichere Strom des Eruptionsmateriales scheint um die Achse des Eruptionsschlotes herum konzentriert geblieben und der Ausweitung der Kimberley-Mine nur diamantärmerer Stoff zugekommen zu sein. —

Bei aller Regellosigkeit der Diamantführung im einzelnen glaubt man für die übereinander liegenden Teile eines Blue Ground-Vorkommens eine gewisse Gleichmäßigkeit des quantitativen Diamantgehaltes festgestellt zu haben: Es bestehen sozusagen „Säulen“ von ungefähr gleicher Diamantmenge in der Raumeinheit. Dagegen ist die Gleichartigkeit der Diamantqualität in diesen „Säulen“ und ein charakteristischer Unterschied in den Eigenschaften der Diamanten aus den verschiedenen „Säulen“ ein und derselben Grube meines Wissens noch nicht festgestellt worden.

Eine scharfe oder gar äußerlich erkennbare Abgrenzung dieser „Säulen“ gegeneinander scheint nicht stattzuhaben. —

Sieht man den Diamanten als in der Tiefe fertig gebildet an, so spricht der ausgesprochene Unterschied im Charakter der Diamanten von einigen dicht benachbarten Vorkommen (z. B. Bultfontein und Dutoitspan) dagegen, daß die Diamanten zur Zeit der Eruption etwa in einem flüssigen Magma frei herumgeschwommen seien. Sie müssen vielmehr gebunden gewesen sein entweder an verschiedene Schollen in dem Magma oder an die innersten Teile der Umhüllung (Kruste) des unterirdischen Herdes, wo verschiedene Bedingungen für die Ausbildung des Diamantcharakters an den einzelnen, wenn auch nahe beieinander liegenden, Stellen vorlagen. —

Für die Frage nach der Entstehung der Diamanten selbst scheinen die Arbeiten von A. FRANK¹⁾ in Charlottenburg zur Herstellung besonders feinen Rußes bedeutungsvoll. Nachdem FRANK bei 1600° C. aus Kalk und Kohle Kalziumkarbid und Kohlenoxyd herstellt, führte er durch Temperaturniedrigung eine Rückbildung daraus von Kalk und Kohlenstoff herbei und erhielt dabei Modifikationen eines sehr reinen Graphites von beträchtlicher Härte. Im Anschluß hieran sei erwähnt, daß auch Kalkspat ein allen Blue Ground-Vorkommen eigenes Mineral zu sein scheint. —

¹⁾ Zeitschr. angew. Chem. XVIII, H. 44, 1905; Prof. Dr. ADOLF FRANK-Charlottenburg: Über die Gewinnung von Kohlenstoff — Ruß und Graphit — aus Azetylen und Metallkarbiden. Vortrag, gehalten in Sektion 5 der Naturforscher-Versammlung zu Meran am 26. September 1905.

Von den in Südafrika zahlreichen Blue Ground-Gängen haben einzelne wohl einen ansehnlichen Diamantgehalt (Graspan, zwischen Modder- und Vaalriver, 36 carats in 100 loads; auch bei Lion's Hill nach DRAPER ziemlich hoher Gehalt); sie sind indes wegen zu geringer Mächtigkeit (Graspan auf 45 bis 50 km Länge nur 2—3 Fuß, Lion's Hill nach DRAPER nur bis 6 Fuß mächtig) nicht abbauwürdig.

Nach dem Aufschluß der Robert Victor-Mine bei Boshof und der Vorspoed-Mine nordwestlich von Kronstadt bleibt der östlich der Hauptbahnlinie gelegene Teil des ehemaligen Oranje-Freistaates der einzige von allen Blue Ground bergenden Bezirken des englischen Südafrika, in dem noch keine abbauwürdige Diamantmine gefunden worden ist. Hier ist bisher nur von drei Stellen Blue Ground bekannt geworden.

Dieses Verhältnis, das Vorkommen einer oder mehrerer abbauwürdiger Diamantminen in jedem der anderen Bezirke des englischen Südafrika, eröffnet den Blue Ground-Vorkommen, welche in den Bezirken Gibeon und Bersaba des deutsch-südwestafrikanischen Schutzgebietes nunmehr bereits in einer Anzahl von 15 Stück bekannt geworden sind, günstige Aussichten.

Herr R. BECK redete über die sog. Eklogitknollen im Blue Ground (mit Demonstration von Diamanten im Eklogit).
[Dieser Vortrag erscheint als Abhandlung in Heft 3 dieses Jahrgangs.]

An der Erörterung über diese beiden Vorträge beteiligten sich die Herren SCHEIBE, BECK, MACCO und FINCKH.

Darauf wurde die Sitzung geschlossen.

v. w. o.

SCHEIBE. ZIMMERMANN. P. G. KRAUSE.

Briefliche Mitteilungen.

8. Zur Altersfrage der norddeutschen Eolithenfunde.

Eine Entgegnung gegen Herrn A. RUTOT und F. WIEGERS.

Von Herrn MAX BLANCKENHORN.

Berlin, den 19. Februar 1907.

Zur Wahrung meiner Priorität gegenüber den Herren WIEGERS und RUTOT in bezug auf die richtige Deutung des relativen Alters der norddeutschen sogenannten Eolithenvorkommnisse bzw. der ältesten menschlichen Feuersteinartefakte in Deutschland sehe ich mich genötigt, noch einmal kurz das Wort zu ergreifen.

Meine Studien über die Gliederung der Quartärbildungen in verschiedenen Ländern Europas, Asiens und Afrikas gehen bis in das Jahr 1894 zurück. 1895 behandelte ich „Das Diluvium in der Umgegend von Erlangen“¹⁾, 1896 die „Entstehung und Geschichte des Toten Meeres“²⁾, 1901 „Das Pliozän- und Quartärzeitalter in Ägypten“³⁾, 1902 die „Geschichte des Nilstroms und des paläolithischen Menschen in Ägypten“⁴⁾. Seit 1898, in welchem Jahre ich zufällig in Ägypten gelegentlich meiner geologischen Aufnahmen am Niltal reiche Funde an Feuersteinartefakten bei ausgedehnten alten Feuersteinbrüchen im Wadi esch-Scheich machte, wandte ich meine Aufmerksamkeit auch dem Menschen als wichtigstem Leitfossil der Quartärperiode und dessen Steinwerkzeugen zu. Vor etwa 5 Jahren machte ich für mich den ersten Versuch, in einer großen Übersichtstabelle die Pliozän- und Diluvialbildungen der verschiedenen Länder nach der Literatur und

¹⁾ Sitz.-Ber. physik. mediz. Sozietät Erlangen, 1895.

²⁾ Zeitschr. Deutsch. Palästina-Vereins Leipzig, 1896.

³⁾ Diese Zeitschrift 52, 1901.

⁴⁾ Zeitschr. d. Ges. f. Erdkunde Berlin, 1902.

eigenen Studien vergleichend zusammenzustellen, woran ich gelegentlich noch immer arbeite. Besonders bemühte ich mich, auf diese Weise die so sehr abweichenden Einteilungssysteme der norddeutschen Diluvialgeologen, sowie PENCKS, STEINMANNS, GEIKIES, RUTOTS u. a. in einen gewissen Einklang zu bringen, soweit das überhaupt möglich ist.

Einige Ergebnisse dieser Studien habe ich zum ersten Male im Jahre 1905 der Öffentlichkeit unterbreitet, und zwar in einer Sitzung der Berliner Anthropologischen Gesellschaft am 21. Januar 1905 im Anschluß an einen Vortrag von Herrn E. FAVREAU: „Neue Funde aus dem Diluvium in der Umgegend von Neuhaldensleben, insbesondere der Kiesgrube am Schloßpark von Hundisburg“.

Ich betonte hier zunächst, daß die steinzeitliche Forschung nur beim Zusammenarbeiten von Archäologen und aufnehmenden Feldgeologen sichere Fortschritte machen können und bei Altersbestimmungen irgend welcher steinzeitlichen Vorkommnisse der Geologe oder Stratigraph unbedingt das entscheidende Wort habe. Meine sonstigen Ausführungen wandten sich in erster Linie gegen den so viel gefeierten und ebenso angefeindeten belgischen Anthro-Geologen RUTOT und dessen Einfluß auf die Prähistoriker (KLAATSCH, HAHNE) bezüglich der Beurteilung deutscher Verhältnisse. Ich führte — zum ersten Male — den zwingenden Nachweis, daß RUTOTS Schema der Gliederung des Diluviums, wenn auch für Belgien musterhaft, doch von ihm auf die deutschen und österreichischen Verhältnisse falsch übertragen sei, und zwar aus drei Gründen. RUTOTS System fußt auf einer irrigen Grundlage, der Gliederung des Diluviums durch GEIKIE; andererseits blieb RUTOT die deutschsprachige Literatur so gut wie unbekannt. Zweitens übertrieb er zu sehr die Scheidung nach den beiden Leitfossilien *Elephas antiquus* und *primigenius*, die er überall regelmäßig nur einmal aufeinander folgen läßt, während schon längst, namentlich von PENCK, gezeigt worden ist, daß beide wiederholt erscheinen und sich je nach dem wechselnden Klima ablösen. Drittens betonte RUTOT manchmal zu einseitig die Steinindustrie oder Arbeitsweise, auch wo es sich um weit voneinander liegende Gebiete handelt. So kam RUTOT zu irrigen Deutungen der Lager von Krapina, Spy, Schipkähöhle, Certova dira und vor allem Taubach, Magdeburg usw.¹⁾. Das Vorkommen von Taubach

¹⁾ Vgl. RUTOT: Sur les Gisements paléolithiques de Löss Éolien de l'Autriche-Hongrie, Bruxelles 1904.

und die norddeutschen Eolithenfunde der Magdeburger Gegend hatte RUTOT sowohl stratigraphisch nach der geologischen Lagerung als kulturell für Mesvinien oder Reutelo-Mesvinien, also typisches Eolithikum erklärt, worin ihm auch KLAATSCH und HAHNE folgten. Demgegenüber stellte ich selbst die letztgenannten norddeutschen Fundstätten mit aller wünschenswerten Deutlichkeit, und zwar hauptsächlich aus geologisch-stratigraphischen Gründen ins mittlere Paläolithikum. Das letzte Interglazial Norddeutschlands hatte ich gleichzeitig als diejenige Periode gekennzeichnet, aus der bis jetzt die ersten sicheren zweifellosen Spuren des Menschen in ganz Deutschland und Österreich vorliegen, während in Frankreich, Belgien und England die ältesten Spuren des Menschen viel weiter, nämlich bis ins ältere Diluvium und Pliozän, d. h. die eolithische Periode, zurückreichen. Dieses für das erste Auftreten des Menschen bei uns so wichtige Interglazial gliedert sich nach PENCK, A. WEISS¹⁾ und anderen Forschern in zwei Stufen, nämlich die feuchte warme Waldphase mit *Elephas antiquus* und *Rhinoceros Mercki*, d. h. die Zeit des geschichteten Löß und des Kalktuffs von Taubach-Weimar, Schwanebeck, Flurlingen usw., und in die zweite trockne kalte Steppenperiode des äolischen Löß, die in die letzte Eiszeit überleitet und sich durch das häufige Auftreten des Mammuts charakterisiert. In diese obere Hälfte des letzten Interglazials fielen in Österreich die Funde im Löß von Krems, Aggsbach, Willendorf, in Süddeutschland diejenigen von Munzingen, Achenheim, in Norddeutschland Hundisburg und eventuell andere Vorkommnisse der Magdeburger Gegend. Einige der norddeutschen Manufaktenfunde endlich, die möglicherweise der letzten großen Eiszeit selbst zufallen wie besonders Thiede-Westeregeln, würden dann noch jünger sein und eine dritte Periode im Auftreten des Menschen kennzeichnen. Die erste dieser drei Perioden parallelisierte ich dem Ende des Moustérien, die zweite dem unteren Solutréen, wonach sich für die dritte von selbst späteres Solutréen ergibt. Daß ich diese Behauptungen damals unzweideutig genug aufgestellt habe, wird jeder einsichtige Leser aus dem Wortlaut ersehen: „Es folgt zunächst mit zwingender Notwendigkeit, daß die nach dem oben Gesagten wie auch nach direkten Beobachtungen an den Profilen bei Taubach-Weimar in Thüringen dem äolischen

¹⁾ A. WEISS: Die Conchylienfauna der Kiese von Süßenborn bei Weimar. Diese Zeitschrift 50, 1899, S. 156.

Löß unmittelbar vorhergehende Stufe der Kalktuffe von Taubach und des geschichteten Löß, d. h. die Waldperiode desselben Interglazials mit *Elephas antiquus* (das Hesbayen mit dem limon stratifié in Belgien), nur der dem Solutréen nach allgemeiner, übereinstimmender Auffassung direkt vorangehenden Industrieperiode, nämlich dem Moustérien oder, wie PENCK meint, wenigstens dem Ende des Moustérien von Frankreich zeitlich entsprechen kann.“ „Stellt sich die Bestimmung des *Elephas primigenius* als richtig heraus, so fielen die heute erwähnten Funde (von Hundisburg) der Periode des Löß von Krems, dem Übergang vom Moustérien zum Solutréen, zu, trotz des hier (im ganzen) primitiveren Aussehens der Artefakte, das lokale Ursachen haben kann.“ „Die betrachteten zwei Stufen des letzten Interglazials sind die ältesten Perioden, aus denen uns in Deutschland und Österreich menschliche Spuren mit voller Sicherheit vorliegen. Auch die ältesten Höhlenfunde in Kroatien und Mähren, dem Harz usw. scheinen mir nicht älter zu sein, sondern etwa dem Ausgang des älteren¹⁾ Paläolithikums, dem Moustérien, zeitlich zu entsprechen. Wir können aus alledem vielleicht den Schluß ziehen, daß der Mensch in Deutschland und Österreich während des Beginns der Chelléo-Moustérienepoche oder des älteren Paläolithikums überhaupt noch nicht gelebt hat“.

Den Inhalt dieser Ausführungen haben sich nun zuerst WIEGERS, dann HAHNE, endlich auch RUTOT teilweise oder völlig zu eigen gemacht, ohne aber (abgesehen von H. HAHNE, dessen speziellere Arbeiten über diese Gegenstände erst noch bevorstehen) meiner vorangegangenen Publikation in dem Maße, wie es sich wohl gehört hätte, Erwähnung zu tun.

WIEGERS hat im Januar 1905 sowohl in der gleichen Sitzung der Anthropologischen Gesellschaft, wie in einem Vortrage in der Deutschen geologischen Gesellschaft sich über die Vorkommen bei Neuhaldensleben vom geologisch-stratigraphischen Standpunkt aus ausgelassen und die Ablagerungszeit der Schotter von Hundisburg mit den fraglichen Feuersteinwerkzeugen „in das Ausgehende des zweiten Interglazials“ gestellt, also in Übereinstimmung mit FAVREAU und mir, wogegen er die Fundsicht an der Süplinger Chaussee bei Neuhaldensleben der letzten Glazialzeit selbst zuschrieb. Von einem Parallelisieren mit einer eolithischen oder paläo-

¹⁾ Das Wort „älteren“ ist hier im Text durch Druckfehler fortgeblieben.

lithischen Stufe im Sinne der französischen und belgischen Prähistoriker ist aber da noch nicht die Rede. Vermutlich, weil Herr WIEGERS damals in Unkenntnis der diesbezüglichen ausländischen Literatur diese Stufen, ihre Unterschiede und ihre zeitlichen Beziehungen zu den Eiszeiten überhaupt noch nicht geläufig waren und er erst durch meine Ausführungen darüber aufgeklärt wurde, daß es sich zeitlich oder stratigraphisch beim letzten Interglazial überhaupt nur um Paläolithikum handeln konnte, nicht um Abschnitte der eolithischen Periode. In einer vom 28. Februar 1905 datierten Entgegnung WIEGERS¹⁾ auf meine Bemerkungen bezeichnet W. die Sande und Grande in der Gegend von Magdeburg, aus denen HAHNE sein Eolithenmaterial her hatte, als wahrscheinlich glazialen oberdiluvialen Alters, was ja mit meinen Erörterungen gar nicht in Widerspruch steht, da ich mich vor allem gegen das hohe von RUTOT, HAHNE und KLAATSCH vindizierte eolithische Alter der betreffenden Schicht gesträubt hatte.

Im Dezember 1905 erschien dann in dieser Zeitschrift und ebenso im Januar 1906 in der Zeitschrift für Ethnologie ein Aufsatz „Die natürliche Entstehung der Eolithe“, worin sich WIEGERS als Reformator der ganzen bisherigen Eolithenforschung in Deutschland und nicht genug damit auch der norddeutschen Glazialgeologie präsentiert. Alle Eolithenforscher und mit ihnen auch manche der dabei beteiligten Geologen erfahren hier ihre kritische Beleuchtung. Wie wenig aber diese kritischen Betrachtungen einer ernsten Prüfung standhalten, das ist bereits von drei Seiten, den Herren HAHNE, WAHNSCHAFTE und P. G. KRAUSE von den verschiedensten Gesichtspunkten aus gezeigt worden.

Was bringt überhaupt dieser Aufsatz, abgesehen von der dankenswerten Zusammenstellung und Besprechung der verschiedenen norddeutschen Fundstätten, wesentlich Neues? In bezug auf die Eolithenfrage jedenfalls nichts, was nicht schon die ernsteren Eolithenforscher selbst bereits erkannt haben. Besonders die Überschätzung der Bedeutung der Kreidemühleneolithen für die Erkenntnis der Vorgänge in der Natur beweist nichts weniger als sorgfältige Kritik. Darin stimme ich mit RUTOT, HAHNE, VERWORN, SCHWEINFURTH und P. G. KRAUSE völlig überein. Überraschend, aber auch nicht neu, ist nur der geologisch-stratigraphische Standpunkt des Ver-

¹⁾ Diese Zeitschrift 57, 1905, Monatsberichte.

²⁾ Jahrb. geol. Landesanst., Berlin XXVI; 1905, H. 1.

fassers, die Rückkehr zu der älteren Auffassung von bloß zwei Eiszeiten und einem Interglazial, womit WIEGERS viele mühsam gewonnene Resultate der jüngsten norddeutschen Glazialforschung über den Haufen wirft. Daß diese Vereinfachung des Systems mehr kühn als den vorliegenden Tatsachen entsprechend ist, hat schon WAHNSCHAFTE nachgewiesen.

In bezug auf die Altersbestimmung der wichtigsten Artefaktenfundorte, z. B. von Taubach, vertritt WIEGERS etwa die gleiche Auffassung, wie ich, freilich ohne das zuzugestehen. Meine früheren Ausführungen gibt er nur unvollständig oder entstellt wieder. Auf S. 507 der Monatsberichte dieser Zeitschrift diskutiert WIEGERS die besonders interessante Frage: „In welchem Abschnitt der Diluvialzeit kann der Eolithenmensch in Norddeutschland gelebt haben“, eine Frage, die nach meinen früheren klaren Auseinandersetzungen eigentlich überflüssig erscheint. Aber WIEGERS betont dann, daß „BLANCKENHORN den Eolithenmenschen in das erste Interglazial und eine Periode, die jünger ist als die eolithische Periode Frankreichs und Belgiens, verlegt“. Das wäre allerdings ein völliger widerspruchsvoller Unsinn, der der Aufklärung bedürfte. Daß bei dieser Unterstellung kein Druckfehler bei WIEGERS vorliegt, geht aus der Wiederholung derselben Wortfolge in dem späteren Protokoll der Sitzung der Anthropologischen Gesellschaft 1906, S. 399 hervor. Vergleichen wir damit das, was ich selbst wirklich gesagt habe, so lautet es freilich a. a. O. S. 293 etwas anders: „Ob der Mensch während der älteren Interglazialzeit in Deutschland vorübergehend einwanderte, bleibt freilich immer noch eine offene Frage. Im allgemeinen aber kann man wohl sagen: Die meisten der sogenannten Eolithe Norddeutschlands fallen einer jüngeren Periode zu als der eolithischen Periode Frankreichs und Belgiens, nämlich dem älteren und mittleren Paläolithikum, speziell dem Moustérien und dem Moustérolutréen HÖRNES oder Montaignien RUTOTS¹⁾“. Es sind also von Herrn WIEGERS Teile von zwei Sätzen beliebig heraus-

¹⁾ Nach dem ganzen vorhergehenden Gedankengange ist es klar, daß ich in diesem zweiten Satze die letzte, nicht die vorletzte Interglazialzeit meinte, wie ich auch noch auf derselben Seite kurz vorher ausdrücklich betonte: „Die betrachteten zwei Stufen des letzten Interglazials sind die ältesten Perioden, aus denen uns in Deutschland und Österreich menschliche Spuren mit voller Sicherheit vorliegen“. Jeder einsichtige Leser wird es so verstanden haben, nur Herrn WIEGERS ist es unklar geblieben.

gegriffen und in einen dadurch unverständlichen Satzteil zusammengezogen, was natürlich der Leser seiner Schrift nicht ahnen kann. Auf diese Weise allerdings muß letzterer den Eindruck gewinnen, daß ich jene oben gestellte Frage äußerst unklar beantwortet hätte und es einer nochmaligen endlichen Klarstellung bedurfte, die dann WIEGERS mit den Worten gibt: „Erst mit der Interglazialzeit (der zweiten oder letzten im älteren Sinne) betritt auch der Mensch den norddeutschen Boden“. Ich frage jeden Leser, was nun für ein Unterschied besteht in der beiderseitigen Beantwortung und ob das nicht einer direkten Unterdrückung meiner Priorität gleichkommt.

Bei der WIEGERSschen Behandlung der einzelnen „Lagerstätten“ ist mir besonders die Besprechung des Buchenlochs bei Gerolstein interessant gewesen. Die in der dortigen Höhle von BRACHT ausgegrabenen, Knochen und Artefakte haltigen Schichten stellt WIEGERS mit voller Bestimmtheit in die Zeit der letzten Vereisung. Ein darin gefundenes Fäustel, das in seiner Form und Bearbeitungsweise sehr den Coup de-poing Chelléens und Acheuléens gleicht, erscheint WIEGERS geeignet, als Grundlage eines Parallelisierungsversuches (mit den französisch-belgischen Industrien) zu dienen, den er „sich für später“ vorbehält. Auf diese Parallelisierung bin ich wirklich neugierig. Am Ende wird dann doch noch die letzte Glazialzeit dem Acheuléen oder Chelléen, d. h. dem ältesten Paläolithikum gleichgestellt. Das würde ein neues Licht auf die Beherrschung der ausländischen prähistorischen Literatur durch WIEGERS werfen.

Ich komme nun im Folgenden noch auf mein Verhältnis zu den Herren RUTOT und HAHNE. Letzterer war von meiner im Januar 1905 so positiv ausgesprochenen Behauptung, daß sowohl die Funde bei Hundisburg-Magdeburg als Taubach höchstens dem mittleren Paläolithikum oder speziell dem Ende des Moustériens angehören müßten, wie er selbst mir gegenüber zugab, wenig angenehm überrascht und beschloß deshalb, namentlich bei Taubach und Weimar selbst weitere Studien und Aufsammlungen zu machen, mit der ausgesprochenen Absicht, mich an der Hand neuen Materials gründlich zu widerlegen. Diese Studien an Ort und Stelle sowie im Weimarer Museum brachten ihm auch weitere Artefakte zu Gesicht, die er aber teilweise als typisch paläolithisch speziell Obermoustérien bzw. Untersolutréen anerkennen mußte, also genau in meinem Sinne. HAHNE reiste dann nach Brüssel, legte Herrn RUTOT das neue Material und die neuen Erfahrungen vor und hat so auch RUTOT endgültig von dem mittelpaläo-

lithischen Alter der Taubachschicht überzeugt. In einer eben erst erschienenen kleinen Schrift, betitelt: „Taubach et Krapina“¹⁾, stellt sich RUTOT auf einmal fast ganz auf meinen 1905 dargelegten Standpunkt, wobei er auch seine ihm von mir vorgehaltene bisherige Überschätzung des *Elephas antiquus* als Leitfossil für unteres Diluvium rückhaltslos zugibt. Nach RUTOT könnte jetzt Taubach wie Krapina und der Tuffkalk von Flurlingen mit *Elephas antiquus* und *Rhinoceros Mercki* der ersten Hälfte des Riß-Würm-Interglazials (im Sinne PENCKS) und kulturell dem untersten Solutréen bzw. Eburnéen d. h. dem Montaignien RUTOTS oder auch einer Übergangszeit vom Moustérien zum Solutréen zufallen, einer Stufe, die neuerdings E. DUPONT als Niveau von Hastière bezeichnet. Da ich mit Herrn RUTOT selbst früher korrespondierte und in Schriftenaustausch stehe, daher ihm auch bestimmt jene Abhandlung „über das Alter der norddeutschen Eolithenfunde“ zugeschickt habe, so sollte man erwarten, daß RUTOT nun erwähnte, daß ich jenes Alter schon früher (energisch gerade ihm gegenüber) verfochten habe. Aber von mir ist in seiner neuen Schrift mit keinem Worte die Rede. Den so auffälligen Umschwung seiner Meinung schreibt er angeblich allein PENCK und HAHNE zu.

So sehr ich mich nun freue, daß ich von vornherein richtig geurteilt habe, und jetzt Geologen wie Anthropologen sich zu den Ergebnisse meiner vergleichenden Studien bekennen, so wenig bin ich erfreut über die Art und Weise, wie andere Forscher meine Resultate sich zu eigen machen und mich wenigstens teilweise totsichweigen, so daß ich wieder gezwungen war, noch einmal in dieser Sache das Wort zu ergreifen, um meine Priorität zu wahren.

¹⁾ Bull. de la Soc. d'Anthrop. de Bruxelles XXV, 1906. Communication faite à la société d'Anthrop. de Brux. dans la séance du 29. Jan. 1906.

9. Ist das Saarbrücker Steinkohlengebirge von SO her auf Rotliegendes aufgeschoben?

Von Herrn A. LEPPLA.

Berlin, den 15. März 1907.

In den Wochenberichten über die Sitzungen der Pariser Akademie haben die Herren J. BERGERON und PAUL WEISS¹⁾ einen Aufsatz veröffentlicht „Sur l'allure du bassin houiller de Sarrebrück et de son prolongement en Lorraine française“. Sie kommen zu dem Schluß „que le bassin de Sarrebrück dans toute son étendue n'est qu'une immense nappe de recouvrement“. Die Überschiebungsdecke sei wahrscheinlich gegen Ende des Autunien (Rotliegendes) von Süden, vom Westabhang der Vogesen her gekommen und habe das auflagernde Rotliegendes mit nach NW bis zum Devon verschoben. Die Südgrenze der Decke fiele mit der Sattelspalte des sog. südlichen Hauptgesprunges zusammen. Südlich von ihm sei das aufgeschobene Karbon später wieder abgetragen worden. Daran anschließend wird die sehr große Wichtigkeit betont, die die Tatsachen für das Wiederfinden des Karbons im Süden des zu Tag ausgehenden Teils, also der Wurzel des überschobenen Teiles haben.

Dies sind in Kürze die Ergebnisse der Beobachtungen und Betrachtungen der beiden Herren. Sie weichen in hohem Grad von den bisherigen Anschauungen über den Bau des Saarbrücker Steinkohlen-Gebirges ab. Das große Ansehen, das die Forscher genießen, zwingt, die Anschauung auf ihre Richtigkeit zu prüfen und näher zu beleuchten.

Zunächst muß man sich die Beobachtungen vergegenwärtigen, die den Schlüssen zu grund liegen. Hierüber verdanke ich dem Direktor der Grube Frankenholz Herrn SCHULTE-MÄTER einige Angaben.

Ein auf der 530 m Sohle der Schächte I und II der genannten Grube getriebener Querschlag hat anscheinend schon unter den hier abgebauten oberen Flammkohlen, aber sicher in seiner von den Schächten aus nach SO gerichteten, rd 800 m langen Verlängerung nach Durchörterung einer starken Störung jüngerer Gebirge durchörtert, zuerst steilstehend, dann weiter

¹⁾ C. R. Acad. sc. Paris 142, 1906, 1 sem., Nr 25, S. 1398—1400.

nach SO sich verflachend und in dieser Richtung einfallend. In diesen jüngeren Schichten südlich der starken Störung wurde nach den freundlichen Mitteilungen des Herrn SCHULTE-MÄTER vereinzelt *Leaia* und weiter nach SO zu in der steilstehenden Schichtenreihe *Asterophyllites equisetiformis* und *Callipteris conferta* nach den Bestimmungen des Herrn ZEILLER gefunden. Die erstgenannte Art geht durch das ganze Oberkarbon an der Saar, *Callipteris conferta* jedoch ist nach WEISS¹⁾ nur im Unter-Rotliegenden (Autunien) bekannt, und wird von C. W. v. GÜMBEL²⁾ aus den Untern Kuseler Schichten angegeben. Ob die Schichten mit dieser Pflanze hier als Unter-Rotliegendes angesprochen werden dürfen erscheint vorerst noch fraglich. Hinzuweisen ist auf die von POTONÉ stets betonte stratigraphische Gleichwertigkeit der Pflanzenwelt der Ottweiler Schichten und der des Untern Rotliegenden. Die jener Stufe ist bis jetzt nur sehr wenig bekannt und niemals genau verfolgt worden. Es liegt also noch die Möglichkeit vor, daß *Call. conferta* auch schon in den Ottweiler Schichten auftritt. Als solche sind die Schichten der Gegend des Querschlages durch die bayrische Aufnahme, besonders durch Herrn von AMMON³⁾, gekennzeichnet. Darnach bedarf die abweichende Deutung der Herren BERGERON und WEISS als Unter-Rotliegendes oder Autunien noch der Nachprüfung.

Der in dem Querschlag durchhörte starke Sprung unmittelbar südlich der Frankenholzer Schächte ist, O—OSO streichend, längst bekannt. Sein Einfallen ist steil nach S gerichtet.

Die in Abbau befindlichen Flöze nördlich des Sprunges bilden zumeist einen flachen Sattel und fallen querschlägig weiter nach NW zu in dieser Richtung flach ein. Wie bereits erwähnt hat man im Liegenden der Flöze Andeutungen von Störungen, die der Neigung der Flöze nach NW zu annähernd gleich laufen.

Das sind in der Hauptsache die tatsächlichen Verhältnisse von Frankenholz.

Aus den Ausführungen der Herren BERGERON und WEISS ist nun leider nicht zu entnehmen, welche dieser Tatsachen ihnen als Grundlage für ihre Folgerungen gedient hat. Einer freundlichen Mitteilung des Herrn G. SEPULCHRE in Nancy

¹⁾ WEISS, E.: Fossile Flora der jüngsten Steinkohlenformation, Bonn 1872.

²⁾ Geologie von Bayern, Bd II, Kassel 1894, S. 961.

³⁾ Bl. Zweibrücken der Geogn. Karte von Bayern, München 1903, nebst Erläuterungen.

zufolge, sehen die Verfasser die unmittelbar südlich von dem nach S einfallenden starken Sprung auftretenden steilstehenden roten Schichten, die in der Nachbarschaft der Störung *Leaia* führen sollen, weiter nach S die beiden Pflanzenreste einschließen und am südwestlichen Ende des Querschlages flach nach SO fallen, als Autunien (Unter-Rotliegendes) an.

Selbst wenn diese Deutung richtig wäre — sie ist es in der Tat nicht —, dann dürfte man noch nicht in dem steil nach S einfallenden starken OW-Sprung eine Überschiebung, sondern zunächst wohl nur eine Verwerfung sehen, bei der der hangende jüngere Teil abgesunken und in der Nähe der Störung stark geschleppt worden ist. Möglich ist es auch, daß eine Falte mit steilem Süd- und flachem Nordflügel vorliegt, die im Mittelschenkel durchgebrochen und nach S abgesunken ist.

Oder haben die Verfasser bei der Annahme einer Überschiebung die Verhältnisse nördlich des Sprunges im Auge? Hier können manche Beobachtungen es möglich erscheinen lassen, daß die abgebauten oberen Flammkohlen mittels einer nach NW einfallenden Überschiebung auf jüngeres Gebirge in ihrer Unterlage, die einen Sattel zu bilden scheint, aufgeschoben sei. Soweit Herr SCHULTE-MÄTER angibt, stammen aber die beiden Pflanzen nicht aus dem Querschlag nördlich der großen O-W Störung, also nicht aus dem Liegenden der Oberen Flammkohlen, sondern aus den abgesunkenen jüngeren Schichten im Süden der starken Störung.

Hier liegen Widersprüche vor, die nur durch eine genaue Untersuchung zu beseitigen sind.

Ich möchte aber glauben, daß die Herren BERGERON und WEISS der Meinung sind, daß die in Abbau stehenden obere Flammkohlen durch eine nach NW einfallende Überschiebung auf einem Sattel von Rotliegendem ruhen.

Nehmen wir das einmal als richtig an, so müssen wir prüfen, wie sich hierzu die Tatsachen über das Liegende des durch Bergbau erschlossenen Oberkarbons an der Saar stellen.

Die beiden Bohrungen im benachbarten Ostertal, bei Wiebelskirchen (1178 m tief), 4 km westlich, und bei Eichelmühl (919,6 m tief), 3 km nördlich von Frankenholz, ebenso wie die von Ottweiler (1803,4 m tief), 6 km westnordwestlich von Frankenholz, haben weder in ihrem Gesteinsverhalten noch in ihrer Pflanzenführung auch nur eine Spur von Abweichungen gezeigt, die auf das Vorhandensein von jüngeren Schichten unter älteren deuten würden. Da ich diese Bohrungen, die in kaum unterbrochenen Kernfolgen mir vorlagen, selbst untersucht habe, so

kann ich für das oben Gesagte einstehen, die Bohrung Dittweiler (1100 m tief) lieferte nur in den letzten Hunderten Metern ihrer Tiefe Kerne. Sie gaben zu erkennen, wie ich bereits anderwärts ausgeführt habe¹⁾, daß hier unter der Mittlern Ottweiler Stufe die Untere nachgewiesen wurde. Diese Bohrung dürfte übrigens südlich der Verlängerung der großen Verwerfung von Frankenholz liegen. Die Bohrung bei Wellesweiler (459,51 m) habe ich nicht gesehen. Sie wurde bei der Grube gleichen Namens im Bliestal, etwa 3,5 km südwestlich (also streichend) von Frankenholz, niedergebracht, liegt zwischen dem nördlichen und südlichen Hauptsprung und kann in den von ihr gekennzeichneten tektonischen Verhältnissen in gewissem Sinn mit den älteren Schächten von Frankenholz verglichen werden. Aus der Darstellung der Bohrergebnisse, die wir den Herren R. MÜLLER und S. SCHLICKER verdanken, könnte wohl entnommen werden, daß die Schichten unter 234 m Tiefe der Ottweiler Stufe angehören, wofür auch das Vorkommen von Zweischalern spräche²⁾. Indes fehlt vorerst noch ein sicherer Anhalt für diese Möglichkeit.

Weiter nach SW folgen die beiden preußischen Bohrungen bei Elversberg (I 430 m, II 873,6 m) und die bayrische in den Zankwiesen, die mir sämtlich in ihrem Kernmaterial bekannt wurden. Die beiden ersteren bei Elversberg mögen das Liegende der Rotheller Flöze (Untere Saarbrücker Stufe), die von den Zankwiesen, unter dem Buntsandstein Ottweiler Schichten und dann älteres Oberkarbon erschlossen haben. Gesichtspunkte, die mit Sicherheit auf jüngere Schichten als Oberkarbon deuten, sind mir nicht bekannt geworden, doch soll nicht in Abrede gestellt werden, daß Andeutungen von grünlichen und roten Schichten festgestellt wurden.

Bohrung und Schacht im Rischbach sind von Herrn v. AMMON³⁾ genau beschrieben. Soweit ich die Bohrproben zu Gesicht bekam, kann ich mich seinen Deutungsversuchen durchaus anschließen. Man hat es hier wahrscheinlich mit Oberkarbon aus dem Liegenden der Rotheller Flöze (Untere Saarbrücker Schichten) zu tun, denen im Schacht zwischen 281 und 300 m eine im äußern Gesteinsverhalten vom Hangenden und Liegenden nicht wesentlich abweichende Schichtenreihe aber mit einer nach Herrn POTONIÉ sonst nur den Ottweiler

¹⁾ Zeitschr. prakt. Geol. 1901, S. 417.

²⁾ DÜRRING in: Verh. nat.-hist. Ver. Bonn 54, 1897, S. 285.

³⁾ Erläuterung zu Bl. Zweibrücken d. Geogn. Karte von Bayern, München 1903, S. 62—67.

Schichten und dem Rotliegenden eigenen Pflanzenwelt zwischen-geschaltet ist. Die Lagerung zeigt viele Störungen und sehr unregelmäßige Verhältnisse, trotz des im allgemeinen mit den höhern Schichten gleichgerichteten, wenn auch stärkern nord-westlichen Einfallens. Nach NW steil einfallende Störungen sind reichlich vorhanden. Nimmt man an, daß die in Bohrung, Schacht und Querschlag im Liegenden der erschlossenen Flöze folgenden Schichtenreihen wegen der in ihnen örtlich auftretenden, anscheinend jüngern Flora dem flözleeren Oberkarbon (Ottweiler Stufe) angehören — das Gesteinsverhalten zwingt zu dieser Annahme nicht — so müssen die hier durchsetzenden Störungen als Überschiebungsflächen angesehen werden.

In der Bohrung bei Jägersfreude (1377 m tief) wurden, ähnlich wie bei Elversberg und Rischbach, unter den Rot-heller Flözen (Untere Saarbrücker Stufe) mächtige Konglomerate und Sandsteine mit ärmlicher Kohlenführung erschlossen und jüngeres Gebirge nicht nachgewiesen. Ebensowenig in den Bohrungen im Saartal bei Burbach und Luisental.

Weiter querschlägig nach NW angesetzte Bohrungen lasse ich unerörtert; sie haben auch nur regelmäßig das ältere unter dem jüngeren angetroffen.

Nur in unmittelbarer Nähe der als Südlicher Hauptsprung bezeichneten Störungszone sind also Anzeichen von roten (jüngeren) Schichten unter älteren vorhanden, indes konnte in keinem Fall der sichere Nachweis der Ottweiler oder Rotliegend-Stufe erbracht werden. Die rote Färbung mancher Schichten kann auch nachträglich (sekundär) sein.

In 2 bis 3 km Entfernung vom Südlichen Hauptsprung fehlt jedes Anzeichen dafür, daß im Saargebiet unter dem flözreichen Oberkarbon jüngere Schichten vorhanden sind. Ein Hinauf-schieben des ersteren auf Autunien-Rotliegendes von SO aus den Vogesen her, wie es die Herren BERGERON und WEISS sich denken, mußte doch wohl auf Überschiebungsflächen erfolgt sein, die nach SO einfallen oder mindestens wagrecht liegen. Überschiebungen sind vorhanden, z. B. im SO-Flügel des Gersweiler Sattels am linken Saarufer unterhalb Saarbrücken bekannt, auch von Herrn VAN WERVEKE¹⁾ im Feld von Grube Rosseln beschrieben. Aber diese Überschiebungen haben nur eine sehr untergeordnete Bedeutung im Verhältnis zu der Größe der Vorgänge, die den beiden Forschern vorschweben. Die im Frankenholzer Querschlag beobachtete starke Störung

¹⁾ Erläuterung zu Bl. Saarbrücken d. geol. Übersichtskarte von Elsaß-Lothringen, Straßburg 1906, S. 31.

hat auch SO-Einfallen, aber den abgesunkenen Teil in ihrem Hangenden, ist also zunächst eine einfache Verwerfung.

Es läßt sich somit keinerlei Beobachtung anführen, die einen Vorgang voraussetzen ließe, wie ihn sich die Herren BERGERON und WEISS vorstellen.

Aus ihren wenigen Angaben über das tatsächlich Beobachtete vermag ich keinerlei Berechtigung für die von ihnen gezogenen Schlüsse zu entnehmen. Die beiden Forscher haben den Versuch auch unterlassen, ihre Schlüsse durch die bisher über die Lagerung des Karbon bekannten Tatsachen zu beleuchten. In gleicher Weise fehlt jede Erörterung der Frage, ob überhaupt Anzeichen für Herkunft des flözführenden Oberkarbon aus den Vogesen vorhanden sind. Sonach kann ihren Ausführungen keine tiefere Bedeutung beigelegt werden.

Zweifellos geben die Aufschlüsse im Frankenholzer Querschlag wichtige Anhaltspunkte für die Bewegungsvorgänge längs des Südlichen Hauptsprunges. Im Verein mit den sehr bedeutsamen Forschungen des Herrn O. M. REIS im Süden des Potzberges und seinem Nachweis einer überkippten Faltungszone¹⁾ in der nordöstlichen Verlängerung des südlichen Hauptsprunges gewinnen die Bewegungsvorgänge bei Frankenholz, auch diejenigen bei Wellesweiler, St. Ingbert und am Schiedenbornschacht sehr wesentlich an Klarheit: prätriadische Falten mit Überkipfung, vielleicht mit steilstehender Überschiebung des nordwestlichen (älteren) Teiles auf den südöstlichen (jüngeren), wahrscheinlich mit zerrissenem Mittelschenkel, das Ganze dann in nachtriadischer Zeit durch eine einfache Verwerfung noch einmal aufgerissen und an ihr der SO-Teil in die Tiefe gesunken.

Eine Überschiebung von SO her ist nach den bisherigen Kenntnissen von der Lagerung ausgeschlossen; wohl aber kann mit der Mulden- und Satteltbildung eine geringfügige Überschiebung von NW her an einer steilen Bewegungsfläche in der Nähe des Südlichen Hauptsprunges stattgefunden haben. Es wird meine Aufgabe sein, diese Annahme noch eingehender zu prüfen.

¹⁾ REIS, O. M.: Der Potzberg, seine Stellung im Pfälzer Sattel. Geogn. Jahreshfte XVII: 1904, München 1905, S. 105.

10. Kurze Bemerkungen über das Diluvium im Westen der Weser.

Eine Berichtigung des Herrn F. SCHUCHT.

Von Herrn J. MARTIN.

Oldenburg, den 24. März 1907.

Im ersten Teil meiner „Diluvialstudien“ habe ich die Basalte aus Schonen als leitend für das untere Diluvium angesprochen. Dieser Auffassung vermag F. SCHUCHT¹⁾ nicht beizupflichten, und ich kann ihm darin nur recht geben. Es wäre jedoch nicht nötig gewesen, einer Ansicht entgegenzutreten, die ich selbst längst aufgegeben habe; wie ich nämlich bereits vor zehn Jahren schrieb²⁾, beweisen die in Holland gemachten Funde nur das eine, daß irgend ein baltischer Strom von Nordosten her die Niederlande überflutete.

Die irrige Annahme, daß nur das erste Inlandeis Basalte aus Schonen nach Norddeutschland und den Niederlanden verschleppt haben könne, ist eine jener unhaltbaren Konsequenzen, die sich aus der Theorie der wechselnden Stromrichtungen ergeben,³⁾ eine Theorie, die vor 15 Jahren, als ich meine „Diluvialstudien“ begann, unangefochten dastand, die aber später von mir nachdrücklich bekämpft worden ist. Nach der damaligen Anschauung sollte das jüngste Inlandeis in der Richtung von Ost nach West über Norddeutschland sich fortbewegt haben. Demgemäß mußte man folgern, daß der Transport der Basalte von Schonen nach Norddeutschland auf die Zeit der ersten Vergletscherung beschränkt gewesen sei, in der sich die Eismassen fächerförmig zwischen den Richtungen N—S und NNW—SSO über Norddeutschland ausgebreitet haben sollten. Statt dessen habe ich nachzuweisen gesucht, daß hier die Bewegung des Inlandeises während aller Entwicklungsphasen einer jeden Invasion unverändert zwischen den Richtungen NO—SW und N—S von statuten gegangen ist, und da Herrn SCHUCHT dies nicht unbekannt sein dürfte, so hätte er bei einiger Überlegung sich sagen müssen, daß nach meiner jetzigen Auffassung den Basalten eine leitende Bedeutung für das untere Diluvium nicht beigemessen werden

¹⁾ Geologische Beobachtungen im Hümmling. Jahrb. Geol. Landesanst. Berlin, 1906, XXVII.

²⁾ Diluvialstudien III, 5, S. 29.

³⁾ Diluvialstudien VII, S. 226, Anm.

kann. Auf ihr häufiges Vorkommen im oberen Diluvium habe ich überdies selbst mehrfach hingewiesen.¹⁾

SCHUCHT stimmt mit mir darin überein, daß auch er die Bildung des Diluviums im Westen der Weser dem Haupteis zuschreibt. „Die Frage jedoch, ob hier die letzte oder vorletzte Vereisung vorliegt“, läßt er unentschieden, weil es sich in neuerer Zeit herausgestellt hat, daß das jüngere Inlandeis eine erheblich weitere Ausdehnung besaß, als man früher angenommen hatte. Solange man noch die Elbe als Grenze für die zweite Vereisung ansah, mußte man die Bildung des weiter westwärts gelegenen Diluviums dem ersten Inlandeis zuschreiben und letzteres somit für das Haupteis ansprechen. Meinen Zweifeln hieran habe ich neuerdings andeutungsweise Ausdruck gegeben, indem ich die Frage betreffs der Begrenzung der oberen Moräne als eine strittige bezeichnete.²⁾ In meinem letzten Aufsatz, in welchem ich die Ergebnisse meiner Untersuchungen in gemeinverständlicher Weise dargestellt habe, ist dem Charakter der Schrift entsprechend diese noch nicht spruchreife Streitfrage unberührt geblieben.

Ob die Moränenzüge, aus denen der Hümmling sich zusammensetzt, nach der von mir gewählten Nomenklatur als „Gerölläsar“ oder, wie SCHUCHT meint, besser als „Geschiebeäsar“ zu bezeichnen sind, oder ob sie vielleicht einen gemischten Typ repräsentieren, muß ich dahingestellt sein lassen. Aus gewissen äußeren Anzeichen habe ich geschlossen, „daß die fraglichen Höhenzüge im wesentlichen aus Innenmoränenmaterial aufgebaut sein dürften“³⁾. Um aber mit Sicherheit zu entscheiden, ob dem Sub- oder dem Inglazial der Hauptanteil an ihrer Bildung zufällt, bedarf es einer größeren Zahl instruktiver Aufschlüsse, um so mehr, als die Trennung jener beiden Glieder in manchen Fällen mit großen Schwierigkeiten verknüpft ist. Inwieweit die von SCHUCHT angestellten Untersuchungen dieser Forderung genügen, kann ich nicht wissen; jedenfalls bestätigen sie meine Auffassung, daß im Hümmling eine Gruppe von Moränenrücken vorliegt, die parallel zur Stromrichtung des Eises streichen und demgemäß nach meiner Bezeichnungsweise als Äsar zu deuten sind.

¹⁾ Diluvialstudien VII, a. a. O. — Zur Frage der Stromrichtungen des Inlandeises S. 2 u. 26. — Erratische Basalte S. 487. — Das Studium der erratischen Gesteine S. 34.

²⁾ Über die Abgrenzung der Innenmoräne S. 153.

³⁾ Diluvialstudien II, S. 26.

Dementgegen ist SCHUCHT der Ansicht, daß „nach der allgemein anerkannten Definition“ unter Äsar „wallartige Erhebungen“ zu verstehen seien, welche im wesentlichen „fluviatiler“ Entstehung sind.

Daß „die meist nur ganz flach gewölbten Höhenzüge des Hümmlings, selbst der stärker gewölbte Rücken des Kreuzberges dieser Definition keineswegs entsprechen“, gebe ich zu; ich bestreite indessen, daß diese Definition allgemein anerkannt worden ist. Allerdings wird in Schweden in der Volkssprache die Bezeichnung „Äs“ ursprünglich nur auf jene aus Geröllsand aufgebauten Höhenrücken angewandt, die durch ihre langgestreckte schmalrückige Form besonders in die Augen fallen; und nach dem Vorgange von WAHNSCHAFTE, auf den SCHUCHT sich beruft, geschieht dies in Deutschland meist noch heutigentags. In Schweden dagegen ist man seit langem davon abgekommen, jene Bezeichnung in solch eng begrenztem Sinn zu gebrauchen, sondern man hat sie auch auf die flacheren, breitrückigen Höhenzüge des rullstensgrus übertragen¹⁾, weil diese genetisch den steileren, scharfrückigen Formen vollkommen gleichwertig sind. Ich bin noch einen Schritt weiter gegangen, indem ich nicht nur die aus Inglazial, sondern auch die aus Subglazial aufgebauten Moränenrücken, sofern sie in der Stromrichtung des Eises gelegen sind, als Äsar auffasse, in der Erwägung, daß, wie das Vorkommen „gemischter“ Formen beweist, jene beiden Arten von Höhenrücken einander nahe verwandt sind. Die einen wie die anderen nämlich sind in den subglazialen Abflußkanälen entstanden, in denen je nach der geringeren oder größeren Einwirkung der Schmelzwasser das vom Eis mitgeführte Schuttmateriel entweder zur Grundmoräne verarbeitet wurde oder direkt als Innenmoräne und in solchem Fall zumeist in Form von Geröllsand zur Ablagerung gelangte. In diesem Fall ist das Ablagerungsprodukt ein „Gerölläs“, in jenem ein aus Geschiebelehm oder Geschiebesand bestehender Höhenrücken, für den ich die Bezeichnung „Geschiebeäs“ gewählt habe, während unter dem wechselnden Einfluß der bald stärker,

¹⁾ Vergl. u. a. O. GUMÄLIUS: Om rullstensgrus. Sver. Geol. Und. Ser. C. 16. Stockholm 1876, S. 21: „Stundom äter breda äsarne ut sig. Deras rygg blir jemn och slät eller föga vågig, dels nästan horisontel dels svagt lutande ut mot de mera brant stupande sidorna.“

A. G. NATHORST: Sveriges Geologi. Stockholm 1894, S. 288: „Vid andra tillfällen äro de bredare och kunna breda ut sig ett par tusen meter, hvarvid de ej sällan utgöras af en mängd ganska oragelbundet ställda kammar med mellanliggande fördjupningar.“

bald schwächer strömenden Schmelzwasser ein „gemischter“ Äs entsteht.

Gemäß dieser weiteren Fassung des Begriffes „Äs“ haben wir für die im Sinne der Eisbewegung streichenden Moränenrücken einen gemeinschaftlichen Namen, wie wir in analoger Weise die senkrecht dazu gerichteten Moränenrücken allgemein als „Endmoränen“ bezeichnen, obwohl diese ebenso wie jene in ihrer Form und Zusammensetzung von außerordentlich wechselnder Beschaffenheit sind. Es ergibt sich hieraus der nicht zu unterschätzende Vorteil, daß die hier wie dort oft recht schwer zu entscheidende Frage, ob eine sub- oder inglaziale oder eine gemischte Bildung vorliegt, nicht in Erwägung gezogen zu werden braucht, wenn es sich, wie bei meinen Betrachtungen über die in Holland und im angrenzenden Teil von Hannover gelegenen Moränenzüge, im wesentlichen nur darum handelt, aus ihrem Verlauf die Stromrichtung des Inlandeises zu ermitteln.

Ebenso eng wie die Äsar pflegt man in Deutschland die Drumlins zu begrenzen, und so kommt es denn, daß, wie SCHUCHT schreibt, „für derartige langgestreckte, in der Bewegungsrichtung des Eises verlaufende, vorwiegend aus Subglazial aufgebaute Rücken,“ wie sie der Hümmling repräsentiert, eine Bezeichnung bisher gefehlt hat. SCHUCHT schlägt daher vor, sie „Radialrücken“ zu nennen. Da diese Bezeichnung aber auf jeden in der Stromrichtung des Inlandeises gelegenen Diluvialrücken paßt, so halte ich es für wenig zweckmäßig, sie auf eine einzelne Oberflächenform zu beschränken. Anknüpfend an die Bezeichnung „Radialrücken“ bemerkt SCHUCHT, daß irgend welche Beziehung zu einer Endmoräne hiermit nicht gegeben sein solle. „Denn daß eine an die Wesuwe-Gruppe sich anschließende Endmoräne in der Richtung Lingen-Wesuwe-Winschoten-Scheemda vorhanden sei, wie MARTIN meint, dafür konnte ich keine Anhaltspunkte finden.“

Letzteres glaube ich dem Verfasser gerne; denn solcherlei Anhaltspunkte bietet die STARINGSche Karte ebenfalls nicht. Da ich aber diese Karte meinen Ausführungen über die Höhenrücken westlich der Ems zu Grunde gelegt habe, so kann ich die mir von SCHUCHT unterstellte Meinung gar nicht vertreten haben. Ich habe nur den Versuch gemacht, aus dem Streichen der Wesuwegruppe, die ich nach meiner damaligen Auffassung für ein Stück einer Endmoräne ansprach,¹⁾

¹⁾ Diluvialstudien II, S. 41.

sowie aus der Richtung der Äsar bei Scheemda und im Hümmling die Form des Eissaums zu rekonstruieren. Daß auf der den Eissaum bezeichnenden Linie eine an die Wesuwe-Gruppe sich anschließende Endmoräne vorhanden sei, habe ich keineswegs behauptet.¹⁾

Die im Amt Friesoythe auftretenden Hügel habe ich als die letzten Ausläufer des Hümmlings betrachtet. SCHUCHT wendet hiergegen ein, daß die Streichrichtung der Hügel eine ostwestliche sei, und daß in zwei Fällen ein Kern älterer Ablagerungen, ein Ton fraglichen Alters beobachtet wurde. Diese Gründe kann ich jedoch nicht als stichhaltig anerkennen; denn einerseits können zufolge des geschlängelten Verlaufs der Äsar die Teilstücke ganz bedeutend — weit mehr noch wie in dem vorliegenden Fall — von der Streichrichtung des Ganzen abweichen, und andererseits sind tonige Einlagerungen wie auch ein Kern älterer Ablagerungen bei ihnen ebenfalls nichts Ungewöhnliches. Ob SCHUCHT die ostwestliche Streichrichtung bei allen Höhen oder nur bei dem Kronsberg und dem südlich davon gelegenen Hügel festgestellt hat, ist aus seiner Darstellung nicht zu entnehmen.

Bei dem Kronsberg besteht der von „G geschiebesand bzw. Steinbestreuung“ bedeckte Kern aus „mittel- bis feinkörnigen Sanden“. Das gröbere und feinere Material ist hier demnach gerade so verteilt, wie man dies häufig bei den rullstensäsar und rullstenskullar wahrnehmen kann.

Trotzdem will ich durchaus nicht bestreiten, daß die Stellung der Friesoyther Hügel noch nicht genügend geklärt ist. Ungerechtfertigt aber ist es, wenn SCHUCHT folgert: „Es muß hiernach immerhin fraglich erscheinen, ob auch die Dammer Berge Gerölläsar sind, da sich MARTIN bei seiner Beweisführung auf die Friesoyther Hügel bezieht.“

Nicht um zu beweisen, daß die Dammer Berge ein Gerölläs sind, habe ich mich auf die Friesoyther Hügel bezogen, sondern ich habe umgekehrt bei Besprechung der letzteren die Dammer Berge zum Vergleich herangezogen, um zu beweisen, daß jene Hügel als rullstenskullar zu deuten sind, und daß ferner wegen der Zwischenstellung, die sie hinsichtlich ihrer Mächtigkeit zu dem Dammer Äs und dem Gerölldecksand einnehmen, dieser ebenso wie jener für eine in-glaziale Bildung anzusprechen ist.²⁾

¹⁾ Vergl. auch Diluvialstudien III, 4, S. 15.

²⁾ Diluvialstudien I, S. 29—31.

Daß die Dammer Berge als ein Gerölläs — nicht freilich im Sinne der von SCHUCHT gegebenen Definition — aufzufassen sind, diese Überzeugung habe ich einzig und allein daraus gewonnen, daß sie in ihrem Bau gewissen schwedischen rullstensåsar vollkommen gleichen, und daß ihre Streichrichtung mit der Transportrichtung der Geschiebe übereinstimmt.¹⁾ —

Wenngleich hier und da noch Meinungsverschiedenheiten bestehen, so hat sich doch bei näherer Prüfung ergeben, daß, soweit nach dem gegenwärtigen Stand der Forschung eine Entscheidung getroffen werden kann, in den meisten Fällen unsere Ansichten mehr oder weniger sich decken. Auch die Bedenken, die SCHUCHT bei früherer Gelegenheit gegen meine Gliederung des glazialen Diluviums geäußert hat, kommen in Wegfall; denn die von SCHUCHT aufgestellte Gliederung²⁾ unterscheidet sich von der meinigen nur durch die Nomenklatur.

Daß SCHUCHT der bei der geologischen Landesanstalt üblichen Bezeichnungsweise den Vorzug gibt, ist im Interesse der für Kartierungszwecke erforderlichen Einheitlichkeit nur zu billigen. Für mich indessen lag kein Grund vor, mich daran zu binden; und da meine Untersuchungen darauf abzielten, die Entstehung unseres Diluviums in allgemeinen Umrissen darzustellen, so habe ich eine Nomenklatur gewählt, in der auf entwicklungsgeschichtlicher Basis die Stellung der Glieder und Oberflächenformen des Diluviums zum Ausdruck gebracht wird.

Oldenburg, den 19. April 1907.

In einer neuerdings erschienenen Schrift³⁾, die ich nach Abschluß der vorstehenden Entgegnung erhielt, wird mein „Verfahren“ in der Behandlung der Diluvialgeologie von den Herren SCHUCHT und TIETZE nochmals einer Kritik unterzogen. Es heißt hier: „Vorwiegend auf Grund seines Studiums einschlägiger Werke konstruierte MARTIN ein Schema der diluvialen Schichtenfolge und ein System der diluvialen Oberflächengebilde. In dieses System und jenes Schema ordnete er alles ein, was er auf seinen Streifzügen durch das Land zu sehen bekam.“

¹⁾ Diluvialstudien I, S. 22—29.

²⁾ a. a. O. S. 324.

³⁾ Das Diluvium an der Ems und in Ostfriesland. Kritische Bemerkungen zu BIELEFELDS Geest Ostfrieslands. Diese Zeitschr. 59, 1907, S. 215.

Der letztere Vorwurf wäre gerechtfertigt, wenn ich, früherem Brauch folgend, eine hvitåglaziale oder eine fluviatile Bildung, die von einer Grundmoräne überlagert wird, ohne weiteres für „früh-diluvial“ angesprochen hätte. Es ist aber die Möglichkeit „männig-facher Komplikationen“, bedingt durch Oszillationen des Eisrandes und Änderungen in der Intensität der Abschmelzung, ausdrücklich von mir betont¹⁾ und überall berücksichtigt worden.

Was mein „Studium einschlägiger Werke“ anlangt, so fand ich, daß die vor 15 Jahren in Deutschland übliche Dreiteilung des Diluviums (Decksand, Grundmoräne, unterer Sand) mit meinen Beobachtungen nicht in Übereinstimmung zu bringen war. Wenn ich statt dessen auf Grund der skandinavischen Literatur die Innenmoräne abgegliedert habe, wie es anerkannt richtig ist, und wenn ich zugleich auf Grund meiner Untersuchungen über die Herkunft der Geschiebe eine Deutung der Oberflächenformen versucht habe, worüber derzeit in Deutschland ebenfalls noch große Unklarheit bestand, so verstehe ich nicht, was an diesem „Verfahren“ auszusetzen ist. Zudem ist SCHUCHT selbst nicht nur meinem Beispiel hinsichtlich der Abgrenzung der Innenmoräne gefolgt, sondern er hat auch betreffs der Stromrichtung des Inlandeises und der dadurch bedingten Reliefgestaltung meiner Ansicht zum wenigsten insoweit sich angeschlossen, als die NO — SW - streichenden Moränenzüge in Frage kommen.²⁾

SCHUCHT und TIETZE behaupten des ferneren, daß ich alle diluvialen Höhen nur in Endmoränen und Äsar unterscheide; ein Drittes existiere für mich nicht. Falls die Verfasser sich der Mühe unterziehen möchten, nur die Einleitung zu meinem Aufsatz „Klassifikation der glazialen Höhen“ zu lesen, so werden sie sich von ihrem Irrtum überzeugen.

Nicht weniger unzutreffend ist es, daß „je nach Belieben die Höhen so oder so“ von mir „bald als Endmoränen, bald als Äsar“ gedeutet worden sind. Wenn ich beispielsweise die Höhenzüge des Hümmlings den Äsar (in dem von mir verstandenen weiteren Sinne) beigeordnet habe, so ist dies deshalb geschehen, weil sie eine Gruppe Moränenrücken sind, deren Streichrichtung mit der Transportrichtung der Geschiebe übereinstimmt; und wenn SCHUCHT „für derartige langgestreckte, in der Bewegungsrichtung des Eises verlaufende, vorwiegend aus Subglazial aufgebaute Rücken“ die Bezeichnung „Radial-

¹⁾ Diluvialstudien III, 2, S. 10.

²⁾ Geologische Beobachtungen im Hümmling, S. 304.

rücken“ vorschlägt, so vermag ich den Unterschied des „Verfahrens“ nicht einzusehen.

Endlich soll ich bei der Abgrenzung der Innenmoräne „viel zu großen Wert auf die Form der Geschiebe“ gelegt haben. Indessen die Tatsache, daß zufolge wiederholter Umlagerungen des Moränenschuttes „die Steine ihre scharfen Ecken und Kanten mehr und mehr verlieren“, wie andererseits die Möglichkeit, daß die Innenmoräne geschrammte Blöcke führt, ist von mir eingehend erörtert worden.¹⁾ Wenn nach meinen Ausführungen besonders die unteren Teile der Innenmoräne mit geschrammten Geschieben durchsetzt sein können, so folgt, daß der relative Gehalt an solchem Material am größten bei der deckenförmigen Fazies sein muß. Die Beobachtung SCHUCHTS, daß ein inglazialer Geschiebedecksand „eine große Zahl typischer geschrammter und geschliffener Geschiebe“ enthält, hat daher für mich nichts Überraschendes; ich erblicke darin vielmehr nur die Bestätigung einer meiner „weitgehenden“ Schlußfolgerungen. —

Ich bin überzeugt, daß die geologischen Kartierungsarbeiten in einem bisher wenig untersuchten Gebiet, denen SCHUCHT und TIETZE nun schon seit beinahe 6 Jahren obliegen, berufen sind, der Diluvialforschung manche neue Gesichtspunkte zu eröffnen, denen ich mich gewiß nicht verschließen werde. Mögen aber auch unsere Ansichten in dem einen oder anderen Fall mehr oder weniger auseinanderweichen, und mögen jene Herren meine Auffassung nur als „vielleicht einmal“ zutreffend gelten lassen, mögen sie endlich meine Nomenklatur „originell“ finden, so liegt es mir doch fern, dies oder jenes zum Gegenstand einer unerquicklichen Polemik zu machen. Nur gegen Entstellungen meiner Auffassung möchte ich, wie schon früher²⁾, so auch hier ernstlich Verwahrung eingelegt haben.

¹⁾ Über die Abgrenzung der Innenmoräne S. 143—145.

²⁾ Diese Zeitschr. 57, 1905, S. 147 und 269.

11. Über einige isländische Lavavulkane.

Von Herrn KARL SAPPER.

Hierzu 3 Textfiguren.

Tübingen, den 7. März 1907.

Unter den vielgestaltigen vulkanischen Gebilden Islands rufen die schildförmigen Lavavulkane ein besonderes Interesse hervor, weil derartige Erscheinungen anderwärts nur an wenigen Stellen der Erde zu beobachten sind. Leider ist es mir auf meiner Sommerreise nach Island im Jahre 1906 nur gelungen, drei dieser eigenartigen Vulkane zu besuchen, so daß ich nur wenig zu der neuerdings durch Herrn W. v. KNEBEL angeregten Frage nach der Entstehung derselben beitragen kann.

Der erste von mir auf Island besuchte Lavavulkan war der Selvogsheidi auf der Halbinsel Reykjanes, ein sehr flach ansteigender Hügel von bedeutender Flächenerstreckung, der auch von TH. THORODDSEN und W. v. KNEBEL besucht worden war. Er steigt vom Meer aus bis 190 m (nach THORODDSEN 182 m) an, wobei die Böschung in den höheren Regionen 3° beträgt, und lehnt sich im Norden (Böschung 2°) an den Abfall des Hochlandes von Reykjanes an. Überall am Berghang steht die Lava an, vielfach mit wenig erhabenen wohl erhaltenen oberflächlichen Runzeln. Zahllose flache Kuppeln, die zum Teil eingestürzt sind und damit einen Einblick in den inneren niedrigen Hohlraum gewähren, bedecken die Gehänge des Berges. Leider fand ich aber größere Aufschlüsse nirgends. In der Nähe des Gipfels erheben sich in unregelmäßiger Anordnung¹⁾ etliche steile Spitzen 5 bis 15 m über die Umgebung, die wohl als eine Art Spratzkegel aufzufassen sind. An einigen derselben sind schlierenartig gewundene Rippen und sehr wohl individualisierte Säulen von rundlichem oder eingekerbt wulstigem Querschnitt (Fig. 1) in senkrechter Stellung sichtbar und an einzelnen umherliegenden Bruchstücken oder abgebrochenen noch stehen-

¹⁾ THORODDSEN sagt (Island I, PETERM. Mitt. Erg.-H. 151, S. 130): „Der Krater ist . . . mit Lava ausgefüllt und seine Lage wird durch einen Kreis von Lavaspitzen angegeben.“ Eine kreisförmige Anordnung ist nur insofern anzuerkennen, als diese Spitzen innerhalb des Krater-raums nicht vorkommen.

den Stümpfen bemerkt man, daß dieselben im Innern einen recht ansehnlichen Hohlraum, zuweilen von 25 bis 30 cm Durchmesser, besitzen. Ein eigentlicher wohlindividualisierter



Fig. 1.

Krater ist nicht vorhanden, vielmehr nur einige flachgrabenförmige Vertiefungen und zwei längliche Rücken (Fig. 2), die den größten und tiefsten Graben, in paralleler Richtung neben ihm

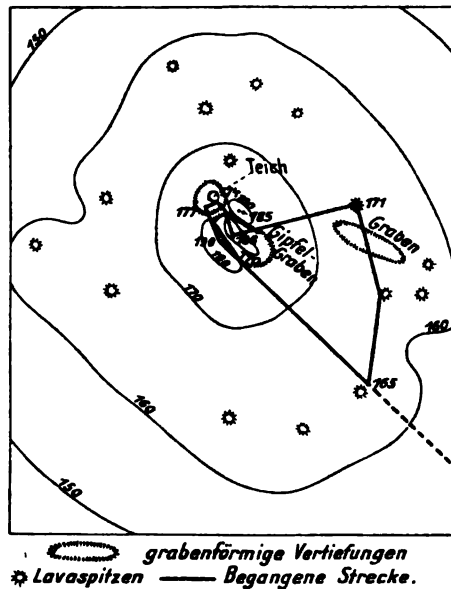


Fig. 2.

hinstreichend, umgeben. Im nördlichen Teil des Hauptgrabens befand sich zur Zeit meines Besuches (2. August 1906) ein kleiner flacher Teich; über eine Schwelle von etwa 3 m Höhe über dem Spiegel des Teichs gelangte man in die tiefsten Teile des Grabens, in deren Mitte eine Vertiefung von etwa

5 m Durchmesser sich zeigt. Der Graben hat eine Gesamtlänge von etwa 140 m bei geringer Breite. Deutlich erkennt man zu beiden Seiten die fast horizontal liegenden, stellenweise senkrecht abgebrochenen Lavabänke, und man bekommt den Eindruck, als ob die grabenförmige Vertiefung durch Einbruch entstanden wäre. Eine zweite grabenförmige, kleinere Vertiefung etwa 300 m O vom Ende des Hauptgrabens und durch eine leichte Geländeeinsenkung damit verbunden, ist aber mit so sanften Seitenhängen versehen, daß man eher den Eindruck eines Nachsinkens noch flüssiger Lava erhält. Erosion kann hier auf dem Gipfel des Berges diese Geländevertiefung nicht geschaffen haben, da keinerlei Abflußrinne nach außen hin vorhanden ist.

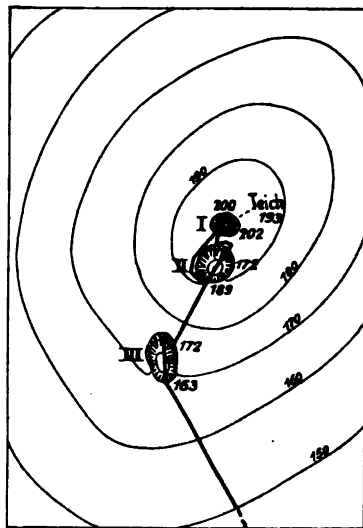
Große Ähnlichkeit im gesamten Äußern wie auch in der Gestaltung der Gipfelpartien zeigt der Lavavulkan Lyngdalsheidi östlich vom Thingvallavatn. Er erhebt sich mit ungemein flacher Böschung ($2-3^\circ$) zu 435 m Höhe ü. M. (335 m. über dem Thingvalla-See). Der Gipfel besteht aus einer Anzahl rückenförmig ansteigender, zuweilen in eine Art Kamm auslaufender Felsgruppen, zwischen denen sich grabenartige flache Vertiefungen ausdehnen, die sich 10—20 m unter die Gipfel der Kuppeln hinabsenken. Im Westen dehnt sich eine breitere, mehr muldenartige Vertiefung aus, die gegen außen ungefähr kreisförmig abschließt, mit ganz sanfter Böschung endend. Das ganze Gipfelgebilde zeigt trotz bedeutender Verschiedenheiten im einzelnen¹⁾ eine unverkennbare allgemeine Ähnlichkeit mit dem Bild, das W. v. KNEBEL von der Gipfelpartie des Strytur²⁾ entworfen hat, nur mit dem Unterschied, daß die scharfen, kreisförmig gekrümmten Randkämme des Strytur hier im W und S fehlen. Da der Vulkan Lyngdalsheidi präglazial ist, und die Eiswirkung viel topographisches Detail weggenommen oder verwischt hat, so könnte man annehmen, daß die Randkämme der Eiswirkung zum Opfer gefallen wären; der Zustand der mittleren und der im N und NO vorhandenen randlichen Kämme läßt es aber wahrscheinlich erscheinen, daß auf dem Gipfel des Lyngdalsheidi auch ursprünglich in der SW-Hälfte die Randkämme gefehlt hätten. Die Sanftheit der Böschungen an dieser Seite spricht entschieden gegen die Annahme eines Einsturzes und scheint mir darauf hinzudeuten, daß ein geringes Zurücksinken des Magmas

¹⁾ Meine Zeit war leider zu beschränkt, um einen Plan aufzunehmen.

²⁾ Diese Zeitschr. 56, 1906, Monatsber. S. 65.

in den Krater die Ursache der Vertiefungen gewesen ist. Den Durchmesser der kraterartigen Gipfelregion des Lyngdalsheidi schätzte ich auf 7—800 m.

Einen dritten kleinen Lavavulkan besuchte ich in der nächsten Nachbarschaft des Selvogsheidi; es ist der Burfell bei Hlidarendi, ein kleiner Hügel mit etwa 5—6° Neigung allseitig aufsteigend, etwas langgestreckt in der Richtung NNO—SSW (auf THORODDSENS Karte von Island im Maßstab 1 : 600 000 eingezeichnet, aber nicht benannt).



○ Krater I, II, III.

Fig. 3.

Dieser kleine Lavavulkan (Fig. 3), der sich nur etwa 50 m über die unmittelbar hinter Hlidarendi über einem Steilabfall anhebende Hochebene erhebt, unterscheidet sich nicht unwesentlich von den beiden zuvor besprochenen: Denn dieser kleine Vulkan hat drei wohlentwickelte, relativ große Krater: zwei ziemlich tiefe kesselförmige Vertiefungen, deren einer durch eine kleine Wasseransammlung zeitweise ausgezeichnet ist, und einen dritten flacheren Krater, der etwa in der Hauptlängsrichtung des Berges gestreckt ist. Die beiden kesselförmigen Krater in der Nähe des Gipfels sind 9 (I) bzw. 17 (II) m tief eingesenkt; die steilen Wände zeigen, soweit die Vegetation sie nicht verhüllt, meist stark poröse Lava, zwischen die sich

da und dort dünne Bänke kompakter Lava einschalten. Kantige Blöcke liegen teils am oberen Rand, teils auf dem Grund der beiden Krater; einmal beobachtete ich auch ein Bruchstück einer dickwandigen Lavaröhre, deren Öffnung im Licht etwa 30 cm Durchmesser zeigt. Der dritte Krater ist in den südlichen Hang eingesenkt und sein Kraterboden liegt nur etwa 3 m tiefer, als die tiefste südliche Begrenzung des Kraters. Eine Umwallung, die aus lockeren Auswürflingen aufgebaut wäre, fehlt bei allen drei Kratern. Es scheint mir, als ob dieselben aber doch je durch eine einmalige Explosion entstanden wären, bei der die feineren Auswurfstoffe durch den Wind weit weg entführt worden wären. Den ganzen Vulkan halte ich für das Produkt eines einzigen Ergusses, bei dem aber in dem sehr gasreichen Magma stellenweise gasarme Schlieren aufgetreten wären, die nun die Zwischenlagen dichter Lava zwischen der blasenreichen gebildet hätten. Die Längserstreckung des Berges aber scheint mir dafür zu sprechen, daß die Ergußöffnung ebenfalls länglich gewesen wäre und daß darum auch der rundliche Grundriß der meisten übrigen Lavavulkane hier nicht ganz erzeugt worden wäre.

Wenn ich aber für diesen kleinen Vulkan die Entstehung durch einmaligen Erguß für wahrscheinlich halte, so kann ich dasselbe für die beiden anderen von mir besuchten Lavavulkane nicht annehmen, glaube vielmehr mit THORODDSEN, daß diese großen Lavakuppen ebenso wie die Vulkane von Hawaii durch die Aufeinanderlagerung zahlreicher, von einem zentralen Krater ausgeflossener Lavaströme aufgebaut worden sind. Ich stehe damit im Gegensatz zu W. v. KNEBEL, der (a. a. O., S. 60 ff.) den Standpunkt vertritt, daß alle diese Lavavulkane durch einen einzigen gewaltigen Erguß entstanden wären, daß sie von außen nach innen zu erstarrten und daß sich unter der ersten Erstarrungskruste des emporgepreßten Lavakuchens in Folge der Bewegungen in dem noch glutflüssigen Teil des Magmas die Bänke bildeten. Herr v. KNEBEL sieht sich zu dieser Ansicht bewogen, weil er beobachtet hat, daß diese vulkanischen Kuppen an der Oberfläche keine gesonderten Lavaströme erkennen lassen und daß im innern Verband zwischen dicken Lavabänken auch dünne Lagen von wenig Zentimetern Mächtigkeit vorkommen, obgleich nach seiner Ansicht „Ergüsse dieser Art sich unmöglich über die Berggehänge von derartig großen Dimensionen ausbreiten“ könnten. Es scheint mir aber, daß ein hohes Maß von Dünnflüssigkeit sowohl die gleichförmige Oberflächengestaltung der Gesamtmasse als auch die oft sehr dünnbankige Lagerung

der Lava erklären würde. Daß die Lava sehr dünnflüssig war, das beweisen die Lavaspitzen in den Gipfelregionen, die mit ihren hohlen Rippen und Säulen geradezu als Lavaorgeln bezeichnet werden könnten. Dementsprechend glaube ich auch, daß die Gipfelvertiefungen dieser Lavakuppen wirklich die Stellen der jeweiligen Lavaausflüsse sind und daher tatsächlich als Krater aufzufassen wären, während v. KNEBEL seiner Auffassung gemäß die Krater dieser Berge unter der Gesamtmasse derselben sucht.

Nun hat freilich W. v. KNEBEL an einigen Lavavulkanen große Einbruchskessel beobachtet und erklärt dieselben un-
gezwungen in der Weise, daß durch Austreten großer Lavamassen aus der Basis oder den Gehängen des Berges sich große Hohlräume bildeten, deren Einsturz die Einbruchskessel hervorriefen. In der Tat hält es schwer, diese Einbruchskessel mit der von THORODDSEN und mir vertretenen Erklärungsweise der betreffenden Vulkane in Einklang zu bringen, wenn man nicht annimmt, daß bei Entstehung der betreffenden Berge dann und wann sehr große Lavahöhlen entstanden wären, deren Einsturz später diese Gebilde geschaffen hätte. Daß in der Tat in dünnflüssiger, gasreicher Lava Hohlgänge von sehr großem Ausmaß unter ziemlich gleichförmiger Oberfläche entstehen können, hat der jüngste Ausbruch auf Savaii gezeigt.¹⁾ Ob aber die von W. v. KNEBEL erwähnten Einbruchskessel in dieser Weise erklärt werden können, ist mir noch nicht klar; es ist notwendig, zunächst seine eingehende Beschreibung der betreffenden Gebilde abzuwarten. Aber auch in dem Fall, daß an jenen Stellen meine vorgeführte oder eine andere Erklärungsweise nicht anwendbar wären, möchte ich die Ansicht aufrecht erhalten, daß zum mindesten ein Teil der isländischen Lavavulkane, darunter die von mir besuchten erstgenannten beiden Berge durch sukzessives Übereinanderfließen von Lavamassen entstanden seien, die von einem zentralen Krater ausgegangen wären.

¹⁾ Zschr. Ges. Erdkunde. Berlin, 1906, S. 706.

Neueingänge der Bibliothek.

- PENECKE, KARL ALPHONS: Marine Tertiär-Fossilien aus Nordgriechenland und dessen türkischen Grenzländern. Wien 1896. 4^o Aus: Denkschriften d. math.-naturw. Klasse d. K. Akad. d. Wissensch. 64.
- Das Sammelergebnis Dr. FRANZ SCHAFFER's aus dem Oberdevon von Hadschin im Antitaurus. Wien 1903. Aus: Jahrb. Geol. Reichsanst. Wien 53.
- RUTOR, A.: Sur quelques découvertes paléolithiques faites dans la vallée du Rhin. Bruxelles 1904. Aus: Bulletin de la Société d'anthropologie de Bruxelles XXIII.
- Sur la non-existence, comme terme autonome de la série quaternaire, du limon dit „des hauts plateaux“. Bruxelles 1905. Aus: Bulletin de la Société belge de géologie, de paléontologie et d'hydrologie (Bruxelles) XVIII, 1904.
- Sur la présence de l'assise de Herve dans la sous-sol de Bruxelles.
- Sur l'âge de la glauconie de Loncée. Bruxelles 1905. Eben-daraus XIX, 1905.
- SCHNEIDER, KARL: Vulkanologische Studien aus Island, Böhmen, Italien. Aus: Sitz.-Ber. des Deutschen naturw.-med. Vereines f. Böhmen „Lotos“ 1906.
- SCHNEIDER, O. und SOENDEROP, F.: Marines Mittel-Oligocän und (?) Alt-Tertiär bei Belgard in Pommern. Berlin 1906. Aus: Jahrb. geol. Landesanst. Berlin XXVII: 1906, H. 2.
- WALDSCHMIDT, E.: Ein Versuch zur Veranschaulichung von A. STÜBELS Vulkantheorie. Aus: Jahresberichte des Naturwissenschaftl. Vereins in Elberfeld XI, 1906.
- WASHINGTON, HENRY S.: The Roman Comagmatic Region. Washington. (= Carnegie Institution of Washington. Publication No. 57.)
- WOLLEMAN, A.: Bedeutung und Aussprache der wichtigsten schul-geographischen Namen. 2., verb. u. verm. Aufl. Braunschweig 1906.

Monatsberichte

der

Deutschen geologischen Gesellschaft.

Nr. 4.

1907.

Protokoll der Sitzung vom 10. April 1907.

Vorsitzender: Herr R. SCHEIBE.

Das Protokoll der März-Sitzung wird verlesen und genehmigt.

Der Vorsitzende bespricht aus den eingegangenen Büchern und Karten eine Auswahl.

Als neues Mitglied wünscht der Gesellschaft beizutreten:

Herr Dr. CARL BOTZONG in Heidelberg, Stratigraphisch-Paläontologisches Institut; vorgeschlagen von den Herren W. SALOMON, E. ZIMMERMANN, J. BÖHM.

Herr KLAUTZSCH hielt einen Vortrag über den jüngsten Vulkanausbruch auf Sawai, Samoa.

An der Besprechung beteiligten sich der Vorsitzende und der Vortragende.

Herr MESTWERDT sprach über **Verhalten und Alter der Störungen am Westende des Falkenhagener Liasgrabens.**

Im östlichen Westfalen liegt der Lias seltener in normaler Auflagerung auf dem Rhätkeuper, sondern meist grabenförmig eingebrochen zwischen Schichten des unteren und mittleren Keupers und des Muschelkalks. Während die Liasgräben im allgemeinen von SO nach NW gerichtet sind und darin mit der Richtung des das ganze nordwestliche Deutschland durchsetzenden Sprungsystems übereinstimmen, machen hiervon eine Ausnahme einige Liasgräben mit westsüdwest-ostnordöstlichem Streichen, die zwischen Polle an der Weser und Himmighausen am Teutoburger Walde gelegen sind und nach dem Hauptfundpunkte von Liasversteinerungen in dieser Gegend als Falkenhagener Bruchsystem zusammengefaßt werden können.

Das Falkenhagener Grabengebiet liegt mit seinem westlichen Teile zwischen einem weniger gestörten Muschelkalkgebiete im Süden und einem gleichfalls wenig gestörten Keupergebiete im Norden; während das Westende durch die SO-NW-Brüche auf der Ostseite des Teutoburger Waldes bestimmt wird. Interessant sind nun die Beziehungen der Falkenhagener WSW-ONO-Brüche zu den SO-NW-Sprüngen am Teutoburger Walde. Es wird nämlich keines der beiden Systeme durch das andere verworfen, sondern die Falkenhagener Brüche lenken in die SO-NW-Sprünge ein. Daher läßt sich aus dem Verhalten beider Systeme zueinander nicht entscheiden, ob das eine oder das andere jünger ist, vielmehr könnten beide, trotz der Verschiedenheit ihrer Richtungen, recht wohl gleichaltrig sein.

Für eine nähere Altersbestimmung der Falkenhagener Brüche ist nun die Lagerung des Tertiärs entscheidend. Aufschlüsse in einer Tongrube bei Nieheim zeigen, daß hier unterer Kohlenkeuper und oberer Gipskeuper (Steinmergelkeuper) gegeneinander verworfen sind, und beide durch einen Falkenhagener Bruch, also von westsüdwest-ostnordöstlicher Richtung, gegen mittleren Lias abgeschnitten werden. Über diese bereits gestörten Keuper- und Juraschichten legen sich braunkohleführende, dunkle Tone und Quarzite des Miocäns. Mithin waren jene mesozoischen Schichten schon vor Ablagerung des Miocäns gestört. Nun hat auch O. GRUPE¹⁾ das Vorhandensein präoligocäner Bruchspalten im südlichen Hannover nachgewiesen, die in ihrer Richtung mit unsern Falkenhagener Brüchen übereinstimmen und wohl als Fortsetzungen unseres Bruchsystems östlich der Weser zu deuten sind. Somit ergibt sich, daß die Falkenhagener Störungen schon vor Ablagerung der genannten Tertiärbildungen vorhanden waren. Da wir nun bis jetzt Störungen mesozoischer Schichten größeren Maßstabes in dem Zeitraume nach Ablagerung des Lias und vor Beginn der Tertiärperiode in unserer Gegend nur aus jungjurassischer Zeit kennen,²⁾ so kann man wohl einstweilen dieses Alter auch den ersten Schichtenverschiebungen auf den Falkenhagener Brüchen zuerkennen. Nach Ablagerung der miocänen Braunkohlenbildungen haben abermals Bewegungen auf den Falkenhagener Brüchen stattgefunden, wie an dem Einfallen der genannten Braunkohlenflöze mit 20° nach S zu sehen ist, und wie

¹⁾ O. GRUPE, Diese Zeitschr. 57, 1905.

²⁾ Vgl. H. STILLE: Über präcretaceische Schichtenverschiebungen etc., Jahrb. Geol. Landesanst. Berlin (1902).

O. GRUPE an den ihnen entsprechenden Spalten im Hannoverschen beobachtet hat. Störungen von der Falkenhagener Richtung zeigen sich auch gelegentlich noch weiter nördlich, so zwischen Meinberg und Belle. Im ihrer Gesamtheit kommt den Falkenhagener Brüchen nur die Bedeutung von Querbrüchen innerhalb des SO-NW gerichteten Hauptsprungsystems Nordwestdeutschlands zu. Sie führen von den SO-NW-Brüchen am Teutoburger Walde hinüber zu denen im Hannoverschen, wo nach Ansicht A. v. KOENENS¹⁾ eine zum System der Leinetal-Spalten gehörende Verwerfung auch wohl schon vor Ablagerung der Kreide entstanden sein könnte.

An der Erörterung des Vortrages nahmen teil: Herr ZIMMERMANN, Herr NAUMANN, Herr BODE und der Vortragende.

Herr JOH. BÖHM sprach über *Inoceramus Cripsi* MANT.

Der dem oberen Emscher (Zone des *Actinocamax granularis* BLV.) angehörige Sandstein des Heidelberges bei Blankenburg am Harz birgt neben *Inoceramus lobatus* MÜNST. einen weiteren Vertreter dieser Gattung, welcher durch linksseitige Einbiegung des hinteren Schalenrandes charakterisiert ist. Herr Rittmeister VON HAENLEIN brachte für ihn die Bezeichnung *flexuosus* in Vorschlag. Je eine kurze diagonale Hohlkehle auf beiden Klappen weist ihn der Gruppe des *Inoc. impressus* D'ORB. zu, für welche WHITFIELD den Gattungsnamen *Endocostea* in die Literatur eingeführt hat. Dieselbe Einbiegung des Hinterrandes findet sich an *Inoc. Cumminsi* CRAGIN aus der mexikanischen oberen Kreideformation wieder.

VON STROMBECK stellte *E. flexuosa* v. HAENL. sp. zu *Inoc. Cripsi* MANT. und bezog sich für seine Bestimmung auf die Abbildungen, welche GOLDFUSS: Petrefacta Germaniae II Taf. 112, Fig. 4 nach senonen westfälischen Exemplaren gegeben hat. MANTELL hat jedoch seiner Darstellung eine Form des englischen Cenoman zu Grunde gelegt, und dies haben neuerdings wieder NEWTON und JUKES-BROWNE betont.

Durch letztere Altersbestätigung angeregt, hat PETRASCHECK die Inoceramen der Gosau einer Revision unterzogen und die Mehrzahl der Formen, die bisher nach ZITTELS Vorgang zu *Inoc. Cripsi* gestellt wurden, als *Inoc. cf. regularis* D'ORB.

¹⁾ A. VON KOENEN: Über scheinbare und wirkliche Transgressionen. Nachr. k. Ges. d. Wiss. Göttingen, Math.-phys. Kl. 1906.

bezeichnet, nachdem JUKES-BROWNE die Verschiedenheit einer Anzahl von ZITTELS Originalen durch Vergleich mit einem Abdruck von MANTELS Original festgestellt hatte.

Dem gütigen Entgegenkommen der Herren Geheimrat STEINMANN und A. SMITH WOODWARD verdankt Vortragender die Möglichkeit, das Originalexemplar zu GOLDFUSS: a. a. O. Fig. 4b, welches F. RÖMER in seinen Ausführungen über *Inoc. Cripsi* insbesondere erwähnt, mit einem Gipsabguß des im British Museum (Natural History) aufbewahrten Typus dieser Art vergleichen zu können.

Auch in diesem Falle ergab sich die Unvereinbarkeit beider Arten. Es muß der Speciesname *Cripsi*, wie NEWTON und JUKES-BROWNE hervorgehoben, in Zukunft der cenomanen Form, mit welcher *Inoc. latus* GOLDF. (von MANT.) und *Inoc. orbicularis* MÜNST. eng verwandt sind, bewahrt bleiben. Während *Inoc. Cripsi* auch im ausgewachsenen Zustande gleichmäßig flach gewölbt bleibt, schlagen bei der von GOLDFUSS von Dülmen beschriebenen Art mit zunehmender Größe der Vorder- und Unterrand breit um, so daß der Querschnitt ein gleichschenkliges sphärisches Dreieck bildet.

D'ORBIGNY zog zuerst die von GOLDFUSS abgebildeten Formen zu seinem *Inoc. Goldfussianus*, beschränkte später diesen Namen auf GOLDFUSS: a. a. O. Fig. 4d und betrachtete die Figuren 4a—c als zu seinem *Inoc. regularis* gehörig. Diese Identifizierungen treffen jedoch nicht zu. Vortragender bringt für die von GOLDFUSS: a. a. O. Fig. 4b wiedergegebene Form den Namen *balticus* in Vorschlag.

Die Begründung der vorstehenden Ausführungen wird in einem in den Abhandlungen der Kgl. Preuß. geolog. Landesanstalt erscheinenden Aufsätze gegeben werden.

An der Diskussion beteiligten sich Herr BLANCKENHORN und der Vortragende.

Darauf wurde die Sitzung geschlossen.

v. w. o.

RAUFF. E. ZIMMERMANN. P. G. KRAUSE.

— — — — —

Briefliche Mitteilungen.

12. Das Erdöl von Helfta bei Eisleben.

Von Herrn FERD. HORNUNG.

Leipzig-K. Z., Ende Januar 1907.

In einer kleinen Mitteilung, welche ich vor kurzem an dieser Stelle erscheinen ließ¹⁾, benutzte ich aus bestimmten, dort näher dargelegten Gründen die bituminösen Gesteine der Harzer Zechsteinformation, um aus ihnen die Bedingungen herzuleiten, unter denen ihre Kohlenstoffverbindungen entstanden sein mögen. In der Absicht natürlich, um hierdurch auch über die Entstehung anderer Kohlenwasserstofflagerstätten einigen Aufschluß zu erhalten.

Als eine gewisse Unbequemlichkeit für meine Beweisführung mußte ich damals den Umstand empfinden, daß wir es dort nicht gerade mit tropfbarem Erdöl, sondern teils mit festem Bitumen (Kupferschiefer), teils mit einer Gesteinsdurchtränkung zu tun hatten, die zwar flüchtig und riechbar ist, aber nicht entfernt in fließenden Mengen vorliegt (Stinkstein, Asche).

Dem ist nun inzwischen auch noch abgeholfen. Den Herren BEYSCHLAG und MONKE verdanken wir die wertvolle Mitteilung, daß sich im Kupferschiefer des Ostharzes in letzter Zeit auch wirkliches, flüssiges, nicht bituminisiertes Erdöl gefunden hat.²⁾

Dieses Erdöl fand sich, begleitet von Salzwasser, an drei nicht weit voneinander entfernten Stellen auf der vierten Tiefbaushole des Hermannschachtes bei Helfta, südöstlich von Eisleben, in 317 m Tiefe.

¹⁾ HORNUNG: Über Petroleumbildung. Diese Monatsberichte 1905, Nr 12, S. 534 u. ff.

²⁾ BEYSCHLAG und MONKE: Zeitschr. prakt. Geol. 1905, S. 421 u. ff.

Ich könnte mich begnügen, dieses Erdöl als eine unverhofft schnell erfolgte Bestätigung meiner a. a. O. gegebenen Darlegungen einfach zu registrieren. Indessen, die genannten Herren Autoren knüpfen andere Folgerungen daran; Folgerungen, ebenso interessant wie weitreichend, die schon aus diesem Grunde nicht ignoriert werden dürften, die aber um so mehr natürlich eine Nachprüfung verdienen, wenn die Autoren selber, wie das hier der Fall ist, die Nachprüfung ausdrücklich anderen überlassen, also wohl auch selber wünschen.

Die These, in welcher die Herren BEYSCHLAG und MONKE ihre Darlegungen formieren, lautet: Das Erdöl entsteht durch Einwirkung von Salzwasser unter Mitwirkung von Druck und Wärme aus Bitumen. Unsere Aufgabe ist es, sie neben die Tatsachen zu halten.

Was zunächst die angegebenen physikalischen Bedingungen betrifft, den Druck und die Wärme, so bleiben wir leider im unklaren darüber, was wir uns darunter vorstellen sollen. Sollte etwas Exzeptionelles hiermit gemeint sein, so sei auf meinen oben zitierten Aufsatz verwiesen. Ich glaube dort hinreichend klar und eingehend nachgewiesen zu haben, daß rücksichtlich des Kupferschiefers von Dynamometamorphismus, Vulkanismus und dergleichen nicht die Rede sein kann. Auf sonstigen Druck und Wärme werde ich noch zurückkommen.

Nun das Salzwasser. Über die Salzführung unserer Zechsteinformation braucht wohl hier nichts mehr gesagt zu werden; und was das Salzwasser im Kupferschiefer angeht, so ist es ein zwar alter, aber seiner Aufdringlichkeit wegen äußerst unbeliebter Bekannter des Mansfelder Bergmannes. Es stammt nicht aus dem Kupferschiefer selbst, sondern aus dessen höherem Hangenden, wo es teils fertig in den „Schlotten“, den durch Auflösung von Steinsalzstöcken entstandenen Hohlräumen, vorkommt, teils immerfort aufs neue entsteht, wenn nämlich die Tagewässer auf das in fortschreitendem Grubenbetriebe im Hangenden immer häufiger und massenhafter auftretende Steinsalz treffen, indem diesen Tagewässern nunmehr der Durchgang und Abzug nach unten — eben in die Tiefbaustrecken — geschaffen ist. Berüchtigt geradezu ist der große Wassereinbruch, der das Eislebener Revier, gerade jenes, mit dem wir es auch bei Helfta zu tun haben, zu Anfang der neunziger Jahre des vorigen Jahrhunderts lange Zeit hindurch außer Betrieb setzte und durch Auflösen gewaltiger Salzmassen die bekannten Erdbebenerscheinungen auch im

Stadtbezirke Eisleben zur Folge hatte. — Was damals die dortigen Gruben durchflutete und durchtränkte, war hochprozentiges Salzwasser, selbstredend warmes, wie es bei den bedeutenden Tiefen der Gruben nicht anders sein konnte, und natürlich übte es auch aus dem gleichen Grunde einen nicht unbeträchtlichen Druck aus.

Wo derartiges vorkommt, braucht es also wohl nicht zu befremden, wenn man jetzt im Grubenbetriebe, und wahrscheinlich häufiger noch als ehemals, auf Salzwasser trifft. Denn das Liegende des Kupferschiefers besteht vorwiegend aus durchlässigen Sandsteinen und Konglomeraten, in denen das Salzwasser überallhin gelangen kann, nachdem es zu diesen durch gelegentliche Spalten hindurch, sowie durch die Stollen und Schächte bequeme Zugänge erhalten.

Aber kann nun solches Salzwasser als Ursache der Erdölbildung angesehen werden? Dann wäre es doch wohl kaum begreiflich, weshalb das Erdöl bis in die neueste Zeit überhaupt nicht vorkam und auch jetzt erst in so unbedeutenden Quantitäten angetroffen wurde. Der dortige Kupferschiefer, überall bituminös, stellenweis sogar sehr bituminös, müßte mindestens zum größeren Teile in eine ölasse Petroleumlagerstätte umgewandelt sein, wenn es hierbei auf nichts weiter ankäme als auf warmes Salzwasser von einer Anzahl Atmosphären hydrostatischen Druckes neben der Pressung der aufgelagerten Schichten. Aber das ist er eben nicht. Daher müssen wir das Bitumen samt dem Salzwasser und den physikalischen Begleitumständen für bedeutungslos halten, soweit sie als Vorbedingungen der Erdölbildung gelten sollen, und auf eine andere Erklärung jenes Erdölvorkommens bedacht bleiben. — Vor der Hand haben wir uns jedoch noch etwas eingehender mit dem Bitumen und der ihm zugewiesenen Rolle zu beschäftigen.

Das Erdöl soll, wie angeführt, aus dem Bitumen entstanden sein. — Es scheint beinahe, als ob es unseren Autoren entgangen wäre, daß hiermit die Frage eigentlich nur auf einen anderen Gegenstand verlegt, aber durchaus nicht beantwortet ist. Gesetzt einmal den Fall, die Sache verhielte sich so, wie die Herren BEYCHLAG und MONKE meinen, das Erdöl sei aus Bitumen entstanden: hätten wir da nicht sofort weiter zu fragen, woraus und wie denn nun das Bitumen entstanden ist? Solange auf diese Fragen die Antworten fehlen, kann füglich auch die Erdölbildung noch auf sich beruhen bleiben, selbstredend im Sinne der BEYCHLAG-MONKESchen Theorie, ohne daß wir hierbei irgendwie zu kurz kämen.

Nun der Prozeß selber. Das Bitumen unterscheidet sich in chemischer Beziehung dadurch vom Erdöl, daß es mehr Sauerstoff und, bezw. oder, weniger Wasserstoff als letzteres enthält. Hierin kommt seine Entstehungsweise eben so scharf zum Ausdruck wie seine Natur als Kohlenstoffverbindung. Es ist ein Oxydationsprodukt, vergleichbar dem „Eisernen Hute“, dem Eisenoxydhydrat am Ausgehenden der Schwefelkies- und Spateisensteinlagerstätten, mit dem es auch in seiner bezüglichen räumlichen Stellung, als Ausgehendes der Erdöllagerstätten,¹⁾ übereinstimmt. Daß wir es trotzdem nicht schlecht hin als „Erdöl oxydhydrat“ — wenn ich mich einmal so ausdrücken darf — bezeichnen können, darin zeigt sich nur seine Natur als Kohlenstoffverbindung, gemäß welcher eventuell aufgehobene „äußere“ Affinitäts-Sättigungen durch „innere“ Bindungen der Kohlenstoffatome untereinander ersetzt werden können. Zerlegen wir einmal diesen Vorgang der Deutlichkeit wegen in Etappen — in Wirklichkeit verläuft er anders — so hätten wir etwa folgendes: die Kohlenwasserstoffe (i. e. Erdöl) nehmen Sauerstoff auf. Dieser Sauerstoff ersetzt einen Teil des Wasserstoffes. Hierdurch wären die Sättigungsverhältnisse noch nicht verändert. Anderer Sauerstoff verbindet sich mit dem hierbei frei gewordenen Wasserstoffe zu Wasser — was für die Kohlenstoffverbindungen natürlich nebensächlich ist. Neuer Sauerstoff tritt zwischen einen Teil der Kohlenstoff- und Wasserstoffatome. Auch das ändert nichts am Gleichgewichte der Affinitätsverhältnisse. Endlich aber nimmt weiterer Sauerstoff den Kohlenstoffatomen Wasserstoff auch einfach fort, unter Wasserbildung selbstverständlich wieder, ohne einen Ersatz an die frei gewordenen Affinitäten des Kohlenstoffes zu leisten. Nunmehr binden sich letztere untereinander. Erst hierdurch entstehen Kohlenstoffverbindungen höherer Ordnung, deren Dasein sich in der dunkelen Farbe, dem schwereren Sieden resp. dem Verluste der Fähigkeit unzersetzt zu sieden, sowie im Übergange vom flüssigen zum festen Aggregatzustande schon äußerlich am Bitumen verrät.

¹⁾ Der Kupferschiefer speziell ist allerdings nur mit einem recht bescheidenen Teile seines so weit ausgedehnten Flözes „Ausgehendes“ im eigentlichen Sinne. Trotzdem führt er, bis auf das bescheidene, neuentdeckte Vorkommen, von dem hier die Rede ist, kein Erdöl, sondern Bitumen. Ich führe diese sehr bemerkenswerte Tatsache auf die Oxydationswirkung der interpermischen Laugen zurück, die seinerzeit die älteren Gesteine durchtränkten und beim Einbruch des Zechsteinmeeres mit überschüttet wurden. — Wegen alles näheren muß ich hier auf meine oben zitierte Mitteilung und auf meine früheren, dort aufgeführten Arbeiten über jenen Gegenstand verweisen.

Die Zahl dieser Verbindungen ist allerdings Legion. Wer einigen Einblick in die kaum, oder vielmehr überhaupt noch nicht zu überblickende Mannigfaltigkeit schon der Kohlenwasserstoffe besitzt, in die verwirrende Fülle der Isomeren besonders ihrer kohlenstoffreicheren Glieder, der wird sich auch einigermaßen vorstellen können, was hier vollends erst möglich wird, wenn unter dem Einflusse des Sauerstoffes auch noch sauerstoffhaltige Körper nach ganzen Gruppen in ebenso endloser Verschiedenheit, und immer neue, noch höher konstituierte Kondensationsprodukte aus dem Vorhandenen hervorgehen. — Ich wollte das erwähnen, um der Vorstellung zu begegnen, als hätte man es im sog. Bitumen mit so etwas, wie mit einem auch nur einigermaßen einfach oder übersichtlich zusammengesetzten Körper zu tun, dessen Chemismus bis in seine Details bequem zu beurteilen sei, mit einem schlichten Hydroxyde im Sinne der anorganischen Chemie.

Aber nehmen wir einmal das Bitumen nach der BEYSCHLAG-MONKESchen Theorie als etwas primär vorhandenes. Was müßte geschehen, wenn Erdöl daraus werden soll? Die Antwort ist einfach: es hätte Wasserstoff aufzunehmen. Und würde ihm solcher in der rechten Art und Weise dargeboten, so würden sich, chemischer Erfahrung gemäß, die erforderlichen Sauerstoffentziehungen, die Wasserstoffadditionen, die Aufhebung der mehrfachen Bindungen des Kohlenstoffes sogar, in vielleicht nicht wenigen Fällen ohne Schwierigkeit vollziehen. Ein derartiger Prozeß wäre denkbar, wenn Salzwasser, wie es nach der BEYSCHLAG-MONKESchen Theorie in Frage kommen soll, und unter den dort vorgesehenen physikalischen Bedingungen Wasserstoff in statu nascendi lieferte. — Letzteres ist nun freilich durchaus nicht vorauszusetzen. Salzwasser zerlegt sich nicht durch Druck und Wärme in Wasserstoff und Sauerstoff, oder Natrium und Chlor. Und selbst das noch nie beobachtete angenommen: Salzwasser lieferte unter Einwirkung von Druck und Wärme Wasserstoff, würde also zerlegt in seine Komponenten, so wäre hiermit für die BEYSCHLAG-MONKESche Theorie noch immer nichts gewonnen. Der ebenfalls frei werdende Sauerstoff würde ja sofort wieder oxydierend wirken, die Reduktionswirkungen des Wasserstoffes wieder aufheben; das heißt also, selbst bei Druck und Wärme, wenn durch sie Salzwasser zerlegt würde — woran freilich nicht entfernt zu denken ist — würde Bitumen eben Bitumen bleiben müssen. — Man sieht wohl, das primäre Bitumen, so unbegreiflich es an sich ist, rückt auch den rein chemischen Teil der Erdölfrage unserem Verständnisse nicht

näher, denn seine theoretische Verwertung verlangt chemische Reaktionen, die es nicht gibt.

Unter solchen Umständen liegt natürlich keine Veranlassung vor, von den in den Hauptzügen ja längst feststehenden und von mir a. a. O. aus dem Spezialfalle der Zechsteinformation weiterentwickelten Ansichten über die zwischen Salz und Erdöl bestehenden genetischen Beziehungen¹⁾ zurückzukommen. Das Erdöl von Helfta dürfte gerade am allerwenigsten einen Grund hierzu abgeben. Auch bei ihm sind die direkten Beziehungen zum Salze nur in der fernen geologischen Vergangenheit, d. h. in jener Zeit zu suchen und leicht genug zu finden, zu der die Salzlaugen die Fische vergifteten. Das heutige Zusammenvorkommen von Salzwasser und Erdöl dort ergibt sich unmittelbar aus den geologischen Verhältnissen jener Gegend — bis auf einen einzigen Punkt, an dem wir aber, gerade weil er der einzige ist, trotz seiner Nebensächlichkeit nicht vorbeigehen wollen.

Ich gab früher an, daß das ehemalige Erdöl des Kupferschiefers durch die ehemals im Liegenden vorhanden gewesenen Laugen total bituminisiert sei. Bloß bei Helfta einstweilen hat sich nun jetzt auch nichtbituminisiertes gefunden. Weshalb kann dieses der Bituminisation entgangen sein?

Zunächst halten wir nach meinen früheren Auseinandersetzungen fest, daß flüssiges Erdöl nicht dort entstanden zu sein braucht, wo man es findet. Das gilt auch vom Helftaer. Nach hydrostatischen Gesetzen mag es im warmen Salzwasser jener Gegend von irgendwoher dorthin hochgestiegen sein. Wir haben also kein Recht, gerade dort, wo es ist, auch die Ursache seiner Existenz vorauszusetzen. Möglich trotzdem, daß sie dort vorliegt. Dieses schicken wir voraus. — Fragen wir nunmehr im engsten Anschluß an meine früher dargelegten Ansichten: weshalb konnte stellenweis die Oxydationstätigkeit der interpermischen Laugen ausbleiben? so finde ich

¹⁾ Lebende Tiere, Salze als ihre Todesursache, Salze als Konservierungsmittel ihrer Leichen, Salze als Zersetzungsmittel der Fettsäureverbindungen etc. der Leichen zu schwerlöslichen „Seifen“, Dissociation der Seifen zu kohlensauren Oxyden (Karbonaten) und Kohlenwasserstoffen (Erdöl) im Laufe der Zeit, aber ohne Inanspruchnahme von Druck und Wärme, Verdrängung der Kohlenwasserstoffe aus ihren Ursprungsstätten durch Wasser, welches dort salzig werden kann, falls die geologischen Verhältnisse darnach geartet waren: das ist in den Hauptzügen das Bild, welches uns die Harzer Zechsteinformation von der Erdölbildung gibt, solange wir den Boden der geologischen und chemischen Tatsachen nicht absichtlich und ohne jeden Grund verlassen wollen.

nur zwei Antworten. 1. Weil die Laugen lokal ihr Oxydationsvermögen verloren hatten; 2. weil sie nicht überall hinkamen. Denn jene Anziehungskräfte, welche die Vereinigung des Stoffes zu chemischen Verbindungen bewirken, fungieren an sich ebenso unausweichlich wie etwa die Schwere. Wo ihre Wirkungen auszubleiben scheinen, da hat das sicherlich seine besonderen Gründe, welche festzustellen wir wenigstens versuchen dürfen, so wenig hiermit auch schon gesagt ist, daß uns das allemal gelingen müßte.

Für 1 können zwei Möglichkeiten in Betracht kommen. Einmal konnte das im Kupferschiefer entstandene Erdöl, z. B. durch die Faltungen des Flötzes im kleinen sowohl, wie im großen zum späteren Salzbecken, stellenweis derartig massenhaft zusammengefloßen sein, daß sein Quantum dem Oxydations- resp. Bituminisationsvermögen der in seinem Untergrunde eingeschlossen gebliebenen interpermischen Laugen überlegen blieb, ein Teil davon also unbituminisiert bleiben mußte. Denn diese Laugen, nachdem sie durch die Überschüttung mit Zechsteinsedimenten von der atmosphärischen Luft, ihrer sie bis dahin beständig regenerierenden Sauerstoffquelle abgeschnitten waren, besaßen nun kein unbegrenztes Oxydationsvermögen mehr; wie ich das ja schon bei früheren Gelegenheiten des öfteren hervorgehoben habe. — Sie können aber auch an etwas anderem ihr Oxydationsvermögen verloren haben, ebenso wie bei Neustadt-Ilfeld, von wo ich derartiges früher beschrieben habe, nämlich an einem Kohlenflöze. Daß sich ein solches unter dem Kupferschiefer befindet, ist nach den vorliegenden Beobachtungen am Harze sowohl wie bei Halle, mit hoher Wahrscheinlichkeit anzunehmen. Vielleicht liegen die Kohlen noch gegen 1000 m. tiefer als der Kupferschiefer, wie es ja die Mächtigkeiten ihrer dort in Frage kommenden Deckgebirgsschichten allerdings annehmen lassen. Aber selbst aus solchen Tiefen noch könnte sich ihr desoxydierender Einfluß geltend gemacht haben, wenn Spalten im Deckgebirge vorhanden waren, durch welche die unten desoxydierten Laugen schnell genug gegen das Kupferschieferflöz hinaufströmen mochten, ohne sich vorher mit den übrigen, noch oxydationsfähigen mischen zu müssen. Vielleicht liegen aber die Kohlen nicht einmal so tief, wenigstens nicht überall. Postkarbonische, präzechsteinische Dislokationen dort sind ja nicht undenkbar. Dann lägen die Verhältnisse, auf die es hier ankommt, natürlich um so günstiger.

Was nun Punkt 2 anbelangt, die Verhinderung ausreichenden Herantretens der Laugen zum Kupferschieferflöz,

also in diesem Falle zu dessen Erdöl, so gibt es der Möglichkeiten noch mehr und noch größere. Gesteinsdecken von einiger Ausdehnung, nicht allzutief unter dem Kupferschiefer lagernd und aus einem einigermaßen schwer durchlässigen, bzw. undurchlässigen Materiale bestehend, etwa aus Melaphyr, wie der schwarze von Ilfeld, oder aus Kalkablagerungen oder quarzitisierten Sandsteinen und dergleichen mehr, was alles ja nicht selten im Rotliegenden vorzukommen pflegt, könnten diese Bedingungen sehr wohl erfüllen, d. h. also einen Schutzdamm gewissermaßen, nach oben hin, bilden.

Wie diese Dinge in Wirklichkeit liegen mögen, das läßt sich jetzt allerdings noch nicht endgültig beurteilen. Immerhin ist es nicht unwahrscheinlich, daß wir durch den Ostharzer Bergbau auch hierüber noch einmal etwas Näheres erfahren. Bis dahin aber wird uns vielleicht das Vorstehende wenigstens in soweit nützen, als daraus ersehen werden kann, daß auch das Erdölvorkommen von Helfta nichts ist, was uns mit unseren sonstigen naturwissenschaftlichen Erfahrungen in Konflikt bringen könnte.

13. Untersuchungen zum Beweise der Ausdehnung des Basalts beim langsamen Erstarren.

Von Herrn A. FLEISCHER.

Breslau, den 13. März 1907.

In einer unterm 20. April 1905 veröffentlichten Arbeit¹⁾ habe ich nachgewiesen, daß in einer bei der Nickelverhüttung fallenden ersten Schlacke, die spezifischen Gewichte vom Rande nach der Mitte zu 3,326, 3,244, 3,213 und 3,18 ergeben, also beim langsamen Erstarren ein geringeres spezifisches Gewicht sich zeigte. Außerdem fand ich bei einem anderen Block solcher Schlacke eine größere Zahl aufeinander folgender Blasenräume, bei denen stets diejenigen Wandungen, welche den abkühlenden Flächen zunächst lagen, mit Kristallen

¹⁾ Diese Zeitschr. 57, 1905, S. 201.

bedeckt, die entgegengesetzten aber ganz glatt wie mit einem Email überzogen sich zeigten, und unter oder in diesem glatten Email umgelegte Kristalle sichtbar waren.

Diese Beobachtung ließ sich nur dadurch erklären, daß auf die später erstarrten Wandungen der Blasenräume bei einem, nur wenig unter der Schmelztemperatur liegenden Wärmegrad fortlaufend ein Gasdruck ausgeübt worden ist, welcher bei teilweiser Schmelzung resp. Erweichung die Kristalle umgelegt und mit einer Glasur überzogen hatte. Dieser Druck aber konnte nur durch eine fortlaufende Ausdehnung der noch zähflüssigen Masse beim Erstarren entstanden sein. Im Anschluß an diese Arbeit habe ich es angenommen, auch beim Basalt nachzuweisen, daß derselbe im geschmolzenen Zustand beim langsamen Erstarren sich ausdehnt, und rasch erstarrte Massen ein höheres spezifisches Gewicht zeigen als langsam erstarrte. Ich wurde hierzu veranlaßt durch die von ALFONS STÜBEL in seinem Werk „Die Vulkane von Ecuador“ aufgestellte Behauptung: „daß die vulkanische Kraft, wo immer sie sich äußern möge, nichts anderes sein könne als die Folge eines Erkältungsvorganges, der wesentlich in einer mehr oder weniger plötzlichen Volumenvergrößerung zum Ausdruck gelangt“.

Diese Behauptung vermag wohl allein vulkanische Vorgänge zu erklären wie die in den ersten 14 Tagen ganz geräuschlos, ohne merkliches Beben erfolgte Hebung des Vulkans Georg bei der Insel Santorin, sowie den im April 1904 begonnenen Lavaerguß des Vesuv, welcher sich anfangs weder in Neapel noch am Observatorium oder auf dem Aschenkegel dem Ohr bemerkbar machte. Die Touristen, welche zu jener Zeit den Krater besuchten, erzählten nur, daß derselbe stärker Dampf ausstieß als sonst, so daß man nicht an den Kraterand gelangen konnte. Der Lavaerguß erfolgte weiter unten durch einen Spalt.

Es muß nun zunächst bemerkt werden, daß HECTOR LANG¹⁾ aus der mikroskopischen Untersuchung des Säulenbasalts geschlossen hat, daß Gemengteile desselben bereits erstarrt sein mußten, als andere sich noch im flüssigen Zustand befanden und das Bestreben zeigten, ihre Längsachse parallel der Säulenachse zu ordnen. Hieraus folgerte er in allerdings sehr bedenklicher Weise, daß eine seitliche Ausdehnung beim Erstarren stattgefunden haben könne.

¹⁾ Jahresheft des Vereins für vaterländische Naturkunde in Württemberg 1875, S. 336.

Im Jahre 1878 hat HEINRICH SIEMENS in Dresden und früher schon der Engländer MALLET, ersterer bei gewöhnlichem Flaschenglas, letzterer bei Spiegelglas festgestellt¹⁾, daß diese Gläser beim Übergang aus dem zähflüssigen Zustand zum Erstarren sich ausdehnen und ebenso bei der Verflüssigung durch weiteres Erhitzen.

Es scheint hier also ein ähnliches Verhältnis wie beim Wasser vorzuliegen, und es weist dies darauf hin, daß die vergleichende Bestimmung des spezifischen Gewichts geschmolzener Silikate durch Schwimmstücke ganz unrichtig ausfallen kann, wenn die Temperatur der Schmelze über derjenigen der größten Dichte liegt.

Was nun die vorerwähnte von STÜBEL aufgestellte Behauptung einer Volumenvergrößerung des Magmas beim Erstarren betrifft, so sind die von ihm hierfür angegebenen Beweise keineswegs einwandfrei. Es ist von ihm zunächst darauf hingewiesen worden, daß erstarrte Lavaschollen auf der flüssigen Lava schwimmen.

Das ist richtig, und es bedarf sogar einer nicht unerheblichen Anstrengung, um solche Schollen unter die flüssige Lava zu drücken; es erzählt sogar SARTORIUS V. WALTERSHAUSEN, er habe sich einmal auf eine solche schwimmende Scholle gestellt und einige Augenblicke sich fortreiben lassen. Die Ursache hiervon kann indes auf die sehr bedeutende Porosität der erstarrten Lava zurückgeführt werden.

Weiter hat sich STÜBEL bezogen auf Beobachtungen von FRIESACH am Lavasee Kilauea auf Havaii, welcher eine Ellipse von 1500 und 2500 Fuß Durchmesser bildet. „Die Oberfläche dieses Sees war zurzeit vollständig erstarrt bis auf eine kleine offene Stelle, in welcher ein Felsblock schwamm, der erst kürzlich vom Rande herabgestürzt zu sein schien. Schon nach wenigen Sekunden entstanden Löcher in der erstarrten Rinde, aus welcher klafferhohe Lavastrahlen emporschossen und die Rinde überfluteten, so daß diese zerbröckelte und unter-sank. Es zeigte sich ein sehr heftiges Wallen, wobei die Flüssigkeit um 1 Fuß stieg, und zwar in wenigen Minuten.“

Nach einer halben Stunde war der ganze See mit einer festen Kruste bedeckt und nach einer weiteren Viertelstunde war ein Zischen und Krachen zu vernehmen, wobei die Kruste plötzlich mit einem Knall nach der ganzen Breite des Beckens zersprang, die Lava mit Ungestüm aus dem entstandenen Spalt hervorsprudelte und sich rasch über den ganzen See ausbreitete.“

¹⁾ Sitz.-Ber. Ak. Wiss. Berlin 1878, S. 569.

Eine Angabe darüber, ob der Spiegel des Lavasees durch diese beiden Eruptionen gehoben worden ist, fehlt leider durchaus.

Der früher in der Lava schwimmende Felsblock wird nicht weiter erwähnt. Er beweist übrigens deshalb nichts, weil die Angabe der Gesteinsart fehlt; es darf wohl vermutet werden, daß es ein Lavablock war, ebenso porös wie die Lava, der durch die aufsprudelnde heiße Lava geschmolzen wurde, oder vielleicht in dem erheblich über den Wärmegrad der größten Dichte erhitzten aufsteigenden Lavastrome — weil spezifisch schwerer — untersank, ganz ebenso wie die zersprengten Schollen der entstandenen Lavadecke. Das Emporsprudeln der flüssigen Lava in so großen Zwischenzeiten dürfte wohl nur von geiserartig wirkenden Gasen herrühren, weil ein Druck durch erstarrendes Magma ein fortwährendes Fließen veranlassen würde.

FRIESACH bemerkt, daß die nach der erwähnten Eruption sich bildende schwarze Decke einen hohlen Raum über dem See bildete und an einigen Stellen nur wenige Zolle, an anderen ca. 1 m dick war. Er vergleicht dies insofern mit Unrecht mit der Eisdecke eines gewöhnlichen Sees, als die dünnen Stellen der Lavadecke durch das Emporsprudeln der heißen Lava entstanden sein können und ebenso die hohlen Räume durch Zurücksinken der Lava nach dem Austritt der Gase. Ebenfalls anfechtbar sind Beobachtungen STÜBELS an der Hochofenschlacke eines böhmischen Eisenhüttenwerks, weil es sich dabei um Vergleichung der Porosität von Schlacken mit sehr verschiedener Erstarrungszeit nur durch das Auge und um die Wirkung von Gasen neben der angenommenen Ausdehnung der Schlacke beim Erstarren handelt.

Mit der Frage der Ausdehnung von Silikaten beim Erstarren haben sich in neuerer Zeit BARUS und DÖLTER befaßt. Der erstere hat Diabas geschmolzen und fand, daß derselbe bis zu 1093° sich gleichmäßig ausdehnte, dann aber plötzlich eine bedeutende Volumvermehrung erlitt, die bis 1420° anhielt. Die plötzliche Ausdehnung kann nur zurückgeführt werden auf die beim Schmelzen derartiger Gesteine stets eintretende starke Gasentwicklung und Blasenbildung, wie ich solche beim erstmaligen Schmelzen von Basalt immer beobachtet habe und später bespreche. Aus diesem Grunde kann es nichts beweisen, daß BARUS nach Mitteilungen von DÖLTER¹⁾ das spezifische Gewicht des erhaltenen schwarzen

¹⁾ N. Jahrb. Min., Stuttgart 1901, S. 141.

Glases um 9 Proz. niedriger findet als dasjenige des natürlichen Diabases. Daran anschließend hat DÖLTER 5 Gesteinsarten und 2 Laven untersucht und gibt selbst an, daß die erstarrte Schmelze sehr oft mit Gasporen erfüllt gewesen, und es selbst unter Anwendung der größten Vorsichtsmaßregeln nicht gelungen ist, ein vollkommen gasfreies Bruchstück zur Bestimmung des spezifischen Gewichts zu erhalten, selbst wenn man nur grobes Pulver anwende. Auch hat er gefunden, daß nicht alle Teile der Schmelze gleiches spezifisches Gewicht haben, weil manche Teile vielleicht porös seien. Das Gewicht der rasch erstarrten Schmelze ist dadurch ermittelt worden, daß mit einem kleinen Platinlöffel eine kleine Menge herausgeschöpft und nach dem Erkalten das Gewicht bestimmt wurde. Diese Bestimmung mußte unbedingt zu niedrig ausfallen, weil besonders bei der ersten Schmelze in der obersten Schicht stets wesentlich mehr Gasblasen enthalten sind als weiter unten. DÖLTER fand nun, daß die rasch erstarrten Silikate sich einmal 10, sonst aber 4—2 Proz. leichter zeigten als die langsam erstarrten und andererseits die letzteren 2—3 Proz. leichter als die natürlichen Mineralien. Die erwähnten Mängel und Fehler seiner Methode drängten mir die Überzeugung auf, daß die Resultate seiner Arbeit unrichtig sein mußten, und daß nur bei völliger Ausschaltung der Gase weitere Versuche ergeben könnten, ob das Magma beim Erstarren sich ausdehnen kann.

Eine solche Beseitigung der Gase war nur durch wiederholtes Umschmelzen und Zerkleinern zu ermöglichen und bedingte auch die Verwendung größerer Massen, so daß ich hierfür Tiegel von ca 2 Liter Inhalt für notwendig hielt. Als geeignetstes Material erschien mir der Basalt, und ich habe hiervon drei Sorten der Untersuchung unterworfen:

1. plattigen Basalt von der Landskrone bei Görlitz,
2. Blockbasalt von Lichtenfeld bei Görlitz,
3. Blockbasalt von Striegau.

2 erwies sich als weniger blasenbildend als 1 und etwas leichter schmelzbar als 3, zeigte aber immer noch die Schwierigkeit, daß beim ersten Schmelzen sich an der Oberfläche eine schaumige Masse absonderte, welche zuweilen 2—2½ cm über den Tiegelrand hinausstieg, nach dem Erkalten wie eine Honigwabe aussah und zuweilen eine Dicke von 2—4 cm erreichte. Daneben enthielt die untere Schicht auch noch verschiedentlich größere und kleinere Blasenräume, welche oft wurmförmige Gänge bildeten, die mit kleinen gelblich-

braunen plattigen Kristallen bedeckt waren. Die schaumige Masse wurde stets beseitigt, das darunter befindliche Schmelzgut in Stücke von 8—12 cm Größe zerschlagen und wiederholt geschmolzen, wobei sich dann ebenfalls in allmählich abnehmender Zahl kleine Blasenräume zeigten, die mit schwarzen, stark glänzenden Kristallen von 2—3 mm Höhe bekleidet waren. Nach dem dritten Schmelzen war der weitaus größte Teil des Materials fast blasenfrei bei steiniger Struktur, und dies wurde bei vierter Schmelzung noch besser. Schon nach dritter Schmelzung war es möglich, etwa $\frac{1}{2}$ cm unterhalb der stets glatten Oberfläche blasenfreie Stücke herauszuschlagen, die als Schwimmstücke benutzt wurden. Das Material schmolz bei Gelbglut — ca 1100—1150° — und wurde bis zu heller Gelbglut — ca 1200° — erhitzt und etwa $\frac{3}{4}$, zuweilen auch 1 $\frac{1}{2}$ Stunden in dieser Temperatur erhalten.

Dann wurde, um ein langsames Erkalten zu bewirken, der Deckel des Schachtofens abgehoben, so daß die Luft direkt in den Fuchs gehen konnte, und die Einfeuerungstür geschlossen, wobei das Feuer in 4—5 Stunden ausgebrannt war.

Es hatte sich nun bald gezeigt, daß Ton- wie Schamottetiegel noch vor vollendeter Schmelzung Risse bekamen, so daß ein Ausfließen der Masse schon begann, wenn der obere Teil derselben noch zähflüssig war. Ich habe deshalb drei Sorten deutscher Tontiegel und zwei Sorten Schamottetiegel für meine Zwecke unbrauchbar gefunden, und von sechs englischen Tontiegeln hielten nur zwei so, daß eine Schmelzung bis ca. 1100° möglich war. Es wurde dann ein Graphittiegel verwendet, mit welchem allerdings eine sehr hohe Temperatur erreicht werden konnte; es trat aber durch die Berührung des Graphits mit dem Basalt eine Reduktion des Schmelzflusses ein, der zum großen Teil in eine glasige, ganz dunkelbraune Masse mit gelbbraunen Flocken überging und zahlreiche sehr große Blasen zeigte, während am Boden ein linsenförmiger Regulus von sehr gutem Stahl sich absetzte. Weitere Versuche wurden mit Graphittiegeln angestellt, welche mit einem inneren Tonmantel von 6—7 mm Stärke versehen waren; es befremdete hierbei, daß bei allen Schmelzungen, auch bei dreimal wiederholter desselben Materials, bei jedem Heben des Tiegeldeckels sofort für einen Augenblick blaue Flämmchen herausschlügen.

Es mußten wohl aus dem Graphit des Tiegels durch den Tonmantel hindurch brennbare Stoffe eingedrungen sein, welche auch den gelben Tonmantel grau färbten. Ob diese Stoffe feine Graphitteilchen oder Gase waren, von denen der

Graphit zuweilen erhebliche Mengen enthalten soll, war nicht zu entscheiden. Es wurden mit diesen Tiegeln fünf oder sechs Schmelzungen ausgeführt, aber stets nur stark blasige Massen erzielt, die vielfach anstatt steiniger, glasige Struktur zeigten. Es blieb nun nichts anderes übrig, als dünne Porzellantiegel zu verwenden, welche in einen Graphittiegel eingesetzt wurden. Die ersteren haben neben dem hohen Preise den Nachteil, daß sie sich beim Trocknen und Brennen sehr stark verziehen, so daß eigentlich für jeden Tiegel der Graphittiegel besonders geformt werden müßte, damit der erstere nicht bei der Ausdehnung springe, oder wegen des zu großen Zwischenraums sich nur ungenügend erwärme. Es zeigte sich indes, daß die Graphittiegel durch Ausfeilen passend gemacht werden konnten, also eine Form für alle Tiegel ausreichend war. Immerhin war für die Porzellantiegel stets eine Lieferfrist von 9—10 Wochen erforderlich.

Die Graphittiegel konnten stets für zwei Schmelzen benutzt werden, während für eine dritte Verwendung — der starken Verbrennung des Graphits wegen — die erforderliche Erhitzung wohl zu langsam erfolgt wäre.

Ich bemerke noch, daß ich anfänglich glaubte, durch Pulverisieren des Basalts nach der ersten Schmelze rascher blasenfreies Material zu erhalten; es wurde indes dadurch stets das Gegenteil erzielt.

Es wurde wegen der bereits erwähnten Aufblähung bei der ersten Schmelzung des Basalts zuerst das Material im englischen Tontiegel so weit erhitzt, bis es eben geschmolzen, aber im oberen Teil noch ziemlich zähflüssig war, so daß wenig auslief, obwohl der Tiegel oben schon einen schwachen Sprung zeigte. Das Produkt zweier solcher Schmelzungen nach Entfernung der oberen wabenartigen Schicht noch im Gewicht von ca 4 kg, wurde dann im Porzellantiegel bis zu heller Gelbglut geschmolzen und — wie bereits bemerkt — in dieser Temperatur etwa $3\frac{1}{4}$ Stunden erhalten, auch mit einem 6 mm starken Eisendraht zwei- bis dreimal geführt.

Im ganzen Verlauf meiner Versuche wurden wiederholt zwei- oder dreimal geschmolzene Basaltstücke von 60—70 g Gewicht auf geschmolzenes Material von der gleichen Herstellung teils nur geworfen, teils auch mit einem Eisendraht bis ca 5 cm unter die Oberfläche gedrückt, und mit Ausnahme eines Falles kamen dieselben sofort wieder in die Höhe unter Hebung der obersten schwachen, etwas blasigen Schicht des Schmelzguts. Vor Verwendung der Porzellantiegel hafteten indes stets blasige Massen an der unteren Seite dieser

Schwimmstücke und gestatteten dadurch den Einwand, daß diese Blasen die Hebung bewirkt hätten. Andererseits ist es auch bei Porzellantiegeln vorgekommen, daß nach dem Untertauchen und der stattgefundenen Hebung des Schwimmstücks an der Tauchstelle im Innern ein entsprechender Hohlraum verblieb, weil, um ein Schmelzen des Schwimmstücks zu verhüten, durch Abheben des Tiegeldeckels die Schmelze zu früh abgekühlt wurde, und so die zum Schließen der durch das Tauchstück etwas abgekühlten Wandungen des Hohlraums erforderliche Temperaturerhöhung vielleicht nicht eintrat, oder wohl auch der Raum durch Gase ausgefüllt wurde. Es wurden deshalb später die blasenfreien Schwimmstücke nicht mehr untergetaucht, sondern so weit vorgewärmt, daß die untere Seite dunkelrotglühend war, und aus einer Höhe von 12—15 cm auf die hellgelbglühende, nicht mehr zähflüssige Masse fallen gelassen, dann noch 20—30 Minuten bei bedecktem Tiegel erhitzt und durch schwaches Drücken mit einem Eisendraht festgestellt, daß die Oberfläche des Schwimmstücks zähflüssig war, also mit dem Schmelzgut verschmolzen sein mußte. Zur Erstarrung der Oberfläche wurde der Tiegeldeckel dann auf 2—3 Minuten abgehoben und nachher bei wieder bedecktem Tiegel das Schmelzgut in der früher angegebenen Weise zur langsamen Erstarrung gebracht.

Bei allen diesen Versuchen wurde folgendes beobachtet und festgestellt:

1. Bei allen Schmelzungen blieben stets die oberen noch nicht geschmolzenen aber gesinterten Stücke auf der bereits geschmolzenen Masse liegen, auch dann, wenn dieselben fast ganz blasenfrei waren, und es gelang zuweilen bei nahezu senkrechten Tiegelwandungen festzustellen, daß dieser Kuchen gesinterten Materials sich durch seitlichen Stoß auf der Schmelze drehen ließ, also schwamm. Wurden 2—3 Stückchen blasenfreien Basalts von je ca 30 g Gewicht auf die hellgelbglühende Schmelze fallen gelassen, und zwar so, daß dieselben weder sich noch die Tiegelwandung berührten, so waren sie bei ungeschwächter Erhitzung noch nach 40 Minuten auf der Oberfläche deutlich sichtbar und auch nach dem Erkalten noch durch eine kleine Erhöhung erkennbar. Die früher angeführten 60—70 g schweren, vorgewärmten und blasenfreien Schwimmstücke, welche nach dem Einbringen in die Schmelze noch 20—30 Minuten in ungeschwächter Hitze erhalten wurden, zeigten sich nach dem Erkalten deutlich über der glatten Oberfläche des Schmelzguts erhoben, waren aber mit dem letzteren gut verschmolzen, und es ist daher der Ein-

wand, daß die durch das Schwimmstück erfolgte Abkühlung der Masse das Untersinken verhindert habe, durchaus ausgeschlossen.

2. Die Porzellantiegel bewährten sich ausgezeichnet und bekamen beim Erhitzen niemals Sprünge; dagegen zeigte sich nach dem langsamen Erkalten die Tiegelwandung unmittelbar oberhalb des Schmelzguts stets peripherisch, zuweilen in einem vollständig sprungfreien Ring abgesprengt, wogegen der untere Teil der Wandung stets in kleine Scherben zertrümmert war, und die geschmolzene Masse mehrfach Sprünge zeigte. Es kann dies nur auf einer Ausdehnung der Schmelze beim Erstarren beruhen, und das Nachfolgende dürfte jeden Zweifel daran ausschließen. Als ich nämlich ganz dichten, blasenfreien Trachyt vom Westerwald im Porzellantiegel (eingesetzt im Graphittiegel) — ohne vorheriges Behandeln im Tontiegel — schmolz, zeigte sich der Tiegel nach dem Erkalten fast vollständig intakt; es war namentlich oberhalb des Schmelzguts nichts abgesprungen und nur an zwei oder drei Stellen waren, korrespondierend mit feinen Sprüngen in der Schmelze, auch solche im Tiegel vorhanden. Die geschmolzene Masse saß an der Tiegelwandung fest, zeigte aber eine große Zahl von Blasen bei bimssteinartiger Struktur, und es scheint, daß hier ebenfalls wohl ein Druck entstanden, aber von den Blasenräumen aufgenommen sein mußte, da diese Blasen vollständig glasige Wandungen zeigten. Die Oberfläche der Schmelze war verglast infolge der starken Glut des Tiegeldeckels, und es dürfte die Glasur der Blasenwandungen auf eine Erniedrigung des Schmelzpunktes durch Druck oder aus gleicher Ursache auf eine Erhöhung der Temperatur der Gase zurückzuführen sein.

3. Ein etwa $\frac{1}{2}$ cm unter der Oberfläche eines fünfmal geschmolzenen Basaltes entnommenes Stück ergab im Stück ein spezifisches Gewicht von 2,962, im Pyknometer 3,054, während ein 11 cm tiefer entnommenes 2,935 und 2,972 zeigte; es war somit das später erstarrte Stück laut Pyknometer 2,7 Proz. leichter. Es muß nun bemerkt werden, daß ich gewöhnlich dieselbe Masse immer nur viermal geschmolzen habe, im vorliegenden Fall aber darüber hinausgegangen bin, weil bei der vierten Schmelzung beim Abheben des Tiegeldeckels momentan blaue Flämmchen bemerkbar waren, vermutlich herrührend von einer durch Unvorsichtigkeit beigemengten ganz minimalen Quantität Graphitstaub.

Deshalb wurde eine fünfte Schmelzung vorgenommen, und es ist nicht unmöglich, daß aus diesem Grunde in der Mitte

der Masse dennoch mehrfach ganz feine Poren sich zeigten. Außerdem waren in einiger Entfernung vom Rande, nach der Mitte zunehmend, in der sonst dichten Masse mehrfach kristallinisch glänzende Flächen bis zu 3 mm Länge bemerkbar. Die Pyknometerbestimmung dieser etwas porösen Masse ergab ein spezifisches Gewicht von 3,01, also $1\frac{1}{4}$ Proz. weniger, als für das am Rande entnommene Stück gefunden worden war. Zur Feststellung der Ursache dieser Porenbildung kann ich erst im Herbst weitere Versuche anstellen.

Ich glaube, daß die vorstehenden Feststellungen, ganz besonders die unter 1. und 2. angegebenen, genügend beweisen, daß der geschmolzene, entgaste Basalt beim Erstarren sich ausdehnt.

Ich bemerke noch, daß ich mehrfach nach dem Grade der Viskosität meiner Schmelzen gefragt worden bin, und dies veranlaßte mich zu untersuchen, wie weit die hohe Viskosität einer Flüssigkeit das Einsinken einer leichteren Masse behindert. Ich habe deshalb auf einen dicken Kartoffelsyrup von 1,418 spezifisches Gewicht, welcher so viskos war, daß 25 ccm 15 Minuten erforderten, um durch eine Trichteröffnung von 6 mm Durchmesser ohne Tropfenbildung auszufießen, einen Pockholzwürfel von ca 21 mm Seitenlänge und 1,34 spezifisches Gewicht vorsichtig nur aufgelegt, und derselbe ist sofort so tief eingesunken, als der Rechnung entspricht.

Ich fühle mich verpflichtet, bei dieser Gelegenheit den Herren Geheimrat Prof. Dr. LADENBURG und Prof. Dr. HINTZE meinen Dank dafür auszusprechen, daß dieselben mir freundlichst gestattet haben, meine Arbeiten in den ihnen unterstellten Instituten der Breslauer Universität auszuführen.

14. Über das Alter des Emstalsandes.

Von Herrn O. TIETZE.

Berlin, den 10. April 1907.

In den Monatsberichten der Deutschen geologischen Gesellschaft 1905, Nr 10, berichtet W. WOLFF von einer Bohrung bei Aurich, die unter mächtigem oberem Geschiebemergel, sowie mächtigen geschichteten Sedimenten in seinem Liegenden einen zweiten Geschiebemergel und nordische Kiese über einheimischem Diluvialkies traf. Er hält die obere Geschiebemergelbank für ein Produkt einer jüngeren Vereisung, glaubte aber die zwischen dieser oberen Grundmoräne und der bei Bremen und bei Aurich erbohrten unteren Geschiebemergelbank lagernden Schichten noch nicht sicher als interglacial bezeichnen zu dürfen.

Es ist mir seit einigen Jahren eine Bohrung, die beim neuen Schulhaus in Papenburg, 40 km südlich Aurich, niedergebracht wurde, bekannt, deren Profil ich in meinen „Beiträgen zur Geologie des mittleren Emsgebietes“¹⁾, S. 181, veröffentlicht habe. Als ich bei Gelegenheit einer anderen Untersuchung das Profil von Aurich einer erneuten Prüfung unterzog, und eine Probereihe, die von dem gleichen Bohrloch im Auricher Museum aufbewahrt ist, zu Gesicht bekam, überzeugte ich mich, daß mein Papenburger Profil im wesentlichen dieselbe Schichtenfolge wie jenes zeige. Das ausführliche Profil der Auricher Bohrung ist jetzt durch F. SCHUCHT in unseren kritischen Bemerkungen zu BIELEFELDS Geest Ostfrieslands²⁾ veröffentlicht. Im Papenburger Profil stellten sich nämlich bei 56 m Tiefe feldspatführende grobe Sande ein, von denen ich früher annahm, was ich auch in einer Fußnote a. a. O. S. 172 ausdrückte, daß sie nachträglich verunreinigt seien, weil 48 m feine Sande und Ton, bzw. Tonmergel, die darüber liegen, keinerlei Spur von nordischem Material führen. Letztere Schichten entsprächen WOLFFS „mächtigen geschichteten Sedimenten“ im Liegenden des oberen Geschiebemergels; daß letzterer hier bei Papenburg nicht vorgefunden wurde,

¹⁾ Jahrb. geol. Landesanst. Berlin XXVII, 1906.

²⁾ F. SCHUCHT u. O. TIETZE: Das Diluvium an der Ems und in Ostfriesland. Diese Zeitschr. 59, 1907, S. 215.

liegt daran, daß das Bohrloch in einem breiten Talsandgebiet angesetzt wurde, in dem offenbar die Grundmoräne vielerorts wieder zerstört worden ist.

Es würde demnach das niederemsische Diluvium nördlich des Hümmling und östlich der Ems entsprechend seinem Aufbau weiter östlich aus einem oberen Schichtenkomplex mit sicher nordischem Material, einem mittleren vorwiegend aus feinsandigem bzw. tonigem, auch wohl kalkigem Material bestehen, in dem man nordische Gemengteile nicht beobachten kann, und einem unteren Horizont, der wiederum unzweifelhaft nordisches Material führt. Erst diese unteren Schichten liegen auf Präglacial oder älterem Gebirge.

Der Nordabhang des Hümmling bildet somit eine alte Stufe, in deren nördlichem Vorland echt glaciales Diluvium in bedeutend größeren Tiefen liegt als im Hümmling selbst, dessen Kern aus präglacialen, vielleicht aus noch älteren Schichten besteht.

Eine Bohrung, die gegenüber Papenburg auf dem westlichen Ufer der Ems bei einem Zollgebäude in Neu-Rhede neuerdings niedergebracht wurde¹⁾, lieferte ein vollkommen abweichendes Profil:

0—11 m fein- bis mittelkörniger Sand, von 5 m abwärts hie und da kleine Gerölle führend (Feldspath, Quarz, grauer Feuerstein); von 8,3—9 m ist der Sand schwach tonig und etwas grau gefärbt, während sonst seine Farbe mehr gelblich ist;

11—13,5 m Torf mit Holzresten, mit etwas Sand vermengt. Es liegt hier offenbar ein an Ort und Stelle gebildeter Torf vor, da er von 0,50 m humosem, sehr tonigem Sand, bzw. sandigem Ton unterlagert wird, der reich an Pflanzenfasern ist.

14—60 m geschiebeführende diluviale Sande und Grande; bis 53 m Tiefe herab lassen sich sicher nordische Gemengteile nachweisen. Es führen diese Schichten an Geschieben: Feuersteine, Quarzporphyr, verwitterten Granit oder Gneiß, weiße Quarze, Kieselschiefer, viel Braunkohle und hellen Glimmer. Von 40,5—40,8 m liegt eine schmale Ton- oder Lehmbank.

Aus diesem Profil ergibt sich zunächst, daß die östlich der Ems beobachtete diluviale Schichtenfolge durch das Ems-tal eine Unterbrechung erleidet und weiterhin, daß westlich der Ems ungefähr in gleicher Weise wie beim Nordabfall der

¹⁾ Die Proben übersandte mir Herr Baurat BORGMANN-Lingen, dem ich auch hier meinen besten Dank aussprechen möchte.

Hümmeling eine wesentliche Zunahme der Mächtigkeit der echt glacialen Schichten nach N hin, wenn auch vielleicht nicht so plötzlich wie auf dem Ostufer stattfindet. Stehen doch weiter südlich, auf Blatt Rütenbrock die echt präglacialen Schichten noch im Niveau unseres sogenannten Talsandes an.

Das Vorkommen von Torf in solcher Tiefe unter dem Talsande zeigt an, daß nach Ablagerung der echt glacialen Gebilde nicht eine unmittelbare Bedeckung mit jüngeren Sedimenten stattgefunden haben kann. Die ziemlich große Mächtigkeit der Torfschicht (2,5 m) spricht dafür, daß hier längere Zeit offenes Wasser gestanden haben muß und sehr wahrscheinlich lag der damalige Talboden wesentlich höher als jetzt. Der über dem Torf abgelagerte Sand entspricht seiner petrographischen Zusammensetzung nach dem Sande der älteren Talsandebene. Man hat an zahlreichen Orten in ihm Torfeinlagerungen beobachtet, wenn auch bisher nie in solcher Tiefe und Mächtigkeit.

Berücksichtigt man den gleichmäßigen Abfall der Oberfläche dieses Talsandes vom Südgehänge des Teutoburger Waldes bis hinab zum Meer, ohne jegliche Andeutung von Terrassenabsätzen, so kann man an der einheitlichen Entstehung dieses ganzen Talsystems nicht zweifeln und muß voraussetzen, daß zur Zeit seiner Ausbildung das Land bis zum Meere hinab eisfrei gewesen sein muß.

Es bleiben also nur zwei Möglichkeiten einer Zeitangabe für die Entwicklung dieses großartigen Talsystems: es kann sich entweder nach Rückgang der ersten Vereisung gebildet haben oder aber erst nach dem Rückzug des zweiten letzten Eises. Im ersteren Falle müßten wir annehmen, daß das letzte Eis nicht mehr bis zur Ems vorgedrungen sein kann.

Da wir sicher wissen, daß der Geschiebemergel sich überall im Süden, d. h. in der Gegend der Mittelems und weiter südwärts unter diesen Talsand hinabzieht, so wird die Frage nach dem Alter des Talsandes seine endgültige Lösung erst finden, wenn ermittelt sein wird, welcher Vereisung dieser letzte Geschiebemergel angehört. Dabei ist aber zu berücksichtigen, daß der vom Hümmeling an südwärts gelegene Geschiebemergel sowohl der oberen wie der unteren von WOLFF beobachteten Geschiebemergelbank entsprechen kann.

Es wird also für die Lösung der Frage nach dem Alter des Talsandes zunächst nur das Alter des nördlich vom Hümmeling gelegenen oberen Geschiebemergels und dessen Lage zum Talsand ausschlaggebend sein.

Monatsberichte

der

Deutschen geologischen Gesellschaft.

Nr. 5.

1907.

Protokoll der Sitzung vom 1. Mai 1907.

Vorsitzender: Herr RAUFF.

Das Protokoll der April-Sitzung wird verlesen und genehmigt. Die eingegangenen Sonderabdrücke werden vorgelegt.

Als neue Mitglieder wünschen der Gesellschaft beizutreten:

Herr Dr. phil. KARL BODEN, Geologe in München, Geologisches Institut der Universität; vorgeschlagen von den Herren STROMER VON REICHENBACH, REISER, SCHULZE.

Herr Dr. WILHELM SPITZ, Assistent am stratigraphisch-paläont. Institut zu Heidelberg; vorgeschlagen von den Herren SALOMON, ERDMANNSDÖRFFER, J. BÖHM.

Herr Privatdozent Dr. W. VON LOZINSKI aus Lemberg; vorgeschlagen von den Herren FRECH, GÜRICH, WYSGORSKI.

Herr O. STUTZER hielt einen Vortrag über die Entstehung der Eisenerzlagerstätten Lapplands unter Vorführung von Lichtbildern.

In den letzten beiden Jahren konnte Vortragender zweimal die großen Eisengruben Lapplands besuchen. Im Jahre 1905 kam er auf einer Studienreise durch die skandinavischen Bergbaudistrikte auch nach Gellivare und Kiruna, jenen bereits nördlich des Polarkreises gelegenen großen Eisenerzfeldern.

Im vergangenen Jahre, 1906, konnte Vortragender abermals mit einer reichlichen Unterstützung des Iron und Steel Institutes in London jene nordischen Gegenden besuchen. Sein Aufenthalt währte dieses zweite Mal in Lappland sechs Wochen.

Als Eisenerz finden wir in Lappland Magnetit und Eisenglanz. Die Magnetitlagerstätten lassen sich in zwei Gruppen teilen, in titanhaltige Magnetite und phosphorhaltige Magnetite.

Die titanhaltigen Magnetite sind an Gesteine der Gabbroreihe gebunden. Ihres Titangehaltes wegen werden sie zurzeit noch nicht abgebaut. Zu ihnen gehören die Vorkommen von Routivare, Tjabrak und Tjavelk. Ihre Entstehung wird von allen Geologen einstimmig als magmatische Ausscheidung innerhalb der sie umgebenden Eruptivgesteine angesehen.

Die Eisenglanzlagerstätten hängen meist eng mit den phosphorreichen Magnetitlagerstätten zusammen.

Die phosphorreichen Magnetite sind für Gegenwart und Zukunft die wichtigsten. Sie sind stets gebunden an Gesteine der Syenitreihe, besonders an Natronsyenite und Natronsyenitporphyre. Zu ihnen gehört Kirunavaara, Gellivare, Ekströmsberg, Svappavara, Mertainen, Painirova und andere. Sie sind alle auf magmatischem Wege entstanden, und zwar entweder als magmatische Ausscheidungen in situ oder als gewanderte magmatische Ausscheidungen, als magmatische Gänge und Ergüsse. Der Pneumatolyse ist bei Bildung dieser Erze eine nicht unbedeutende Nebenrolle zuzuschreiben.

Eine ausführliche Abhandlung über das Thema des Vortrages erscheint im Neuen Jahrbuch.

Herr E. ZIMMERMANN sprach über den „Pegmatitanhydrit“ und den mit ihm verbundenen „Roten Salzton“ im Jüngeren Steinsalz des Zechsteins vom Staßfurter Typus und über Pseudomorphosen nach Gips in diesem Salzton.

Zuerst kam der Vortragende nochmals auf den „Grauen Salzton“ zurück (vergl. dazu diese Monatsberichte 1904, S. 47—52), der das Hauptkalilager unmittelbar bedeckt, wies die OCHSENIUS-WALTHERsche Vermutung zurück, daß die von ihm darin gefundenen Fossilien nur in lokalen kleinen Regenfützen zur Entwicklung gekommen seien, und sprach demgegenüber seine Überzeugung dahin aus, daß, wie der Graue Salzton selbst innerhalb des Staßfurter Zechsteintypus allgemein verbreitet sei, so auch seine Fossilführung ganz allgemein bei geeigneten Aufschlüssen und genügendem Suchen überall zu finden und seit dem Jahre 1904 tatsächlich auch schon wieder in mehreren Bohrungen gefunden sei. Da die

Fossilien (*Gervillia*, *Aucella*, *Schizodus*, auch eine *Terebratula* sind beobachtet) marin sind und doch nur in nicht allzustark konzentriertem Wasser gelebt haben können, so wird einerseits die OCHSENIUSSche Auffassung hinfällig, daß jener Salzton — kurz ausgedrückt — ein äolischer Löß der Zechsteinzeit sei, andererseits entstehen neue Schwierigkeiten, wie man sich dann besonders in den nicht wenigen Fällen von anscheinend ursprünglicher Geringmächtigkeit dieses Salztones (z. B. nur 4 m bei Aschersleben) die Tatsache der Erhaltung des Kalilagers zu erklären habe. Auch jetzt noch mag Vortragender keine Vermutung darüber aufstellen.

Im Anschluß hieran werden nochmals die alten, schon 1873 von WEISS in dieser Gesellschaft und sonst noch von vielen anderen (CREDNER, GEINITZ, KOSMANN, OCHSENIUS, TEUCHERT, ZEPHAROVICH etc.) beschriebenen schönen großen Pseudomorphosen von rotem Steinsalz nach Carnallit und die kleineren von Steinsalz nach Steinsalz vorgelegt, die sich — aller Wahrscheinlichkeit nach in diesem, dem Grauen Salzton — in den Schächten zu Westeregeln gefunden haben und eine Kruste aus mikroskopischen Bergkriställchen besitzen.

In dem „Roten Salzton“, der sein Lager bis gegen 150 oder noch mehr Meter über dem „Grauen Salzton“ hat, hat Vortragender nun auch Pseudomorphosen gefunden, und zwar an zwei weitgetrennten Orten in vollkommenst gleicher Ausbildung: im Bohrloch Sperenberg IX (bei Berlin) und im Bohrloch Moltkeshall VII (bei Niegrapp, zwischen Wolmirstedt und Burg in der Provinz Sachsen), und vermutet, daß sie an anderen Vorkommen des Roten Salztons nur seiner Beobachtung entgangen sind. Diese massenhaft im Salzton eingebetteten Pseudomorphosen von 5 bis 20 mm größter Ausdehnung rühren von Gips her und zeigen aufs schönste dessen bekannte Kristallform $\infty P \infty$, ∞P , — P , ohne andere Flächen; sie sind stets Einzelkristalle, also ohne Zwillingsbildung und ohne daß mehrere Kristalle zu Gruppen verwachsen wären. Im Innern sind sie von einem roten oder rötlichen kleinkörnigen Steinsalz erfüllt, dem kleine Anhydritkörnchen mehr oder minder reichlich beigemischt sein können; die Hülle wird — ganz wie bei den obenerwähnten — von einer zarten Haut aus Bergkriställchen gebildet.

Während der vorhin erwähnte „Graue Salzton“ im frischen Zustande ein leidlich festes Gestein ist, aus dem man wirkliche Handstücke schlagen kann, die später freilich oft genug zerfallen oder an feuchter Luft wegen ihres Chlormagnesium-

gehaltenes¹⁾ zerfließen, — während ferner seine graue Farbe deutlich durch organische (humose) Stoffe bedingt ist, und während endlich die mit ihm zusammen gelegentlich auftretenden roten Tone nie eine lebhaftere Farbe zeigen, ist der „Rote Salzton“ ein intensiv rotes, gelegentlich allerdings (besonders an der Hangend- und Liegendgrenze) durch Desoxydation hellgraugrünes, aber nie humusfarbiges Gestein, das, frisch gefördert, meist schmierigplastisch ist, so daß man mit dem Finger tiefe Löcher leicht eindrücken kann, und das sich erst nach vollständigem Austrocknen, wobei es recht hart werden kann, zu Handstücken schlagen läßt. Wenn man es mit Wasser schlämmt, findet man den zartsandigen Rückstand teils aus runden Quarzkörnchen, teils (reichlichst) aus prächtigen Bergkriställchen zusammengesetzt.

Dieser „Rote Salzton“ ist dem oberen Drittel des „Jüngeren Steinsalzes“ des Staßfurter Typus überall in der Provinz Brandenburg und Sachsen, nordöstlich, östlich, südöstlich, südlich und selbst noch westlich vom Harze eingelagert und hat eine meist zwischen 2 und 5 m schwankende Mächtigkeit. Nachstehende auf Vollständigkeit bei weitem nicht Anspruch erhebende Tabelle (S. 140—141) gibt hierüber einen Überblick.

Bemerkenswerterweise wird in jedem einigermaßen eingehenden Schichtverzeichnis erwähnt, daß dieser Salzton nach unten mehr oder minder allmählich in eine (ziemlich starke) Zone roten, unreinen, von Ton stark durchwachsenen Steinsalzes übergehe, das dann weiterhin reiner, und zwar himbeerfarben, gelblich und weiß, werde.

Und ferner ist mit dem Roten Salzton, als sein unmittelbares Hangendes, regelmäßig ein Anhydrit von $\frac{1}{2}$ bis 2 m Mächtigkeit verknüpft, von dem in den Bohrregistern in der Regel erwähnt ist, daß er mit Steinsalz verwachsen sei.

Die Vereinigung dieses Anhydrits, den ich sogleich als Pegmatitanhydrit beschreiben werde, mit dem Roten Salzton und dem roten unreinen Steinsalz, und zwar in dieser Reihenfolge von oben nach unten, kehrt allenthalben²⁾ in den genannten Gebieten wieder (wie es auch die Tabelle ergibt).

¹⁾ Laugt man solchen Grauen Salzton, der aber nicht etwa unterirdisch schon eine Auslaugung erfahren haben darf, mit Wasser aus, so kristallisieren aus der Lösung von vornherein (gelbe) Carnallitkristalle aus, was bekanntlich nur bei Überschuß von $MgCl_2$ möglich ist. Auch scheidet sich, wie nebenbei bemerkt sei, flockiges braunes Eisenhydroxyd aus der Lösung und auch auf dem feucht liegenden Gestein aus, eine recht charakteristische Erscheinung!

²⁾ Nur bei Rüdersdorf scheint der Pegmatitanhydrit über dem Salzton zu fehlen.

Es ist mir darum immer sehr befremdlich gewesen, aus großen Teilen der Provinz Hannover diese Vereinigung in keinem der zahlreichen Bohrregister wieder zu finden; nur im Süden, bei Einbeck, Salzderhelden und Freden, scheint sie vorhanden zu sein, von wo auch der Hauptanhydrit und der Graue Salzton angegeben werden, wo also der Staßfurter Typus in regelrechter Weise ausgebildet ist. Ich schließe daraus, daß im nördlichen Teil der Provinz Hannover entweder ein anderer Typus der Salzlager im Zechstein entwickelt ist, oder aber diese Lager nicht (oder nicht alle) der Zechsteinformation angehören.

Was nun den Pegmatitanhydrit selbst betrifft, so gibt über seine (nicht immer die wahre!) Mächtigkeit in den verschiedenen Bohrlöchern die Tabelle Auskunft. Er ist eine Durchwachsung von Anhydrit und Steinsalz in z. T. so regelmäßiger Weise, daß man lebhaftest an den altbekannten Schriftgranit (Pegmatit) erinnert wird. Wie in diesem der Feldspat, so gibt hier der Anhydrit die Grundlage; das Steinsalz tritt an Menge zurück, derart, daß innerhalb der gesamten Bank sogar einzelne Schichtzonen fast salzfreier derber Anhydrit sein können (siehe Fig. 6). Auch soll nicht in Abrede gestellt werden, daß man den Durchwachsungen oft nicht die Spur von Regelmäßigkeit ansieht; und doch bildet sich dem, der viel damit zu tun hat, bald ein gewisses Gefühl dafür heraus, welche Steinsalz-Anhydritverwachsungen gerade zum Pegmatitanhydrit zu rechnen sind. Bemerkenswerterweise hat der Anhydrit wohl kaum je den doch sonst bei ihm üblichen bläulichen (bekanntlich auf organische Substanzen zurückgeführten) Stich, sondern einen gelblichen oder rötlichen; das Steinsalz kann grau, gelblich oder auch lebhaft rot aussehen.

In den regelmäßigesten Formen sieht man auf Längsschnitten, bzw. an der Außenseite der Bohrkerne (siehe Fig. 3—5 der Tafel), zahlreiche spitzkegelförmige Kristalle aus Anhydritsubstanz mit bis über 10 cm Länge der halben Hauptachse drusig und oft radial angeordnet nebeneinander aufragen, die sich natürlich an den gegenseitigen Berührungsflächen im Wachstum beeinflußt haben; bei kleinerer und weniger regelmäßiger Individuenausbildung wird man oft lebhaft an die bekannte Granophyrstruktur erinnert. Jeder Kegel ist in seinem Innern nicht derb, sondern teilweise hohl und von parallelen Leisten, auch aus Anhydritsubstanz, durchzogen, die zu mehreren Systemen angeordnet sind.

Auf dem Querschnitt (Fig. 1 u. 2) sieht man, daß die Kristallkegel sechsseitig sind, mit Durchmesser bis zu 4 cm;

Bohrloch	Gegend	Beginn des jung. Steinsalzes bei m Tiefe	Anhydritpegmatit von bis	Roter Salztou von bis	Ende des jung. Steinsalzes bei m Tiefe	Bemerkungen	
Rüdersdorf I	östl. von Berlin	633	688,5—690,36	678,76—680,46	854	*) Proben nicht ge- *) schen, pegmat. Strukt. *) also nicht sicher	
IV	-	566	624,6—626,1*	678 — 619,7	697		
VI	-	676	718 — 730,8*	730,8—732,8	877		
Sperenberg VI	südl. von Berlin	754,5	737,5—739,10	798,6—799,6	841		
			797,1—798,6				
			n. nochmals				
VIII	-	673	840,7—842,2	719,9 (einschl. Salztou) 723,8	831		
			n. nochmals				
			779 — 780,3				
IX	-	905	970,4—971,6†	971,6—972,5	1046	† undeutl. pegmatit. † großpegmatitisch	
			972,5—973,25†				
			1034,25—1038,6				
X	-	655	751,1—753,5	?	826		
			962,4—963,1				
			493 — 494,5				
Moltkesball VII	nördl. v. Magdeburg	937	962,4—963,1	963,1—966,5	1120		
Bismarckshall VI . . .	-	450	493 — 494,5	494,5—509	684		
Remlingen III (A-se) . .	Braunschweig	659	vielleicht vorhanden	vorhanden	817,5		
Dingelstedt	-	302	910,2—912,4	912,4—920,5	452		
Schneidlingen I	Staßfurt-	887	913,8—915,3	915,3—924	1080		
			965 — 967,7				
			795,8—797	797—804	930		
Börnecke I (Neustaßfurt)	Halberstädter	770	879—880†	880—893	997	† Proben nicht pegmat. † pegmatitisch	
II (Fiskus)	Mulde	847	930—932†	728,2—737	835		
			726,4—728,2				
III (Neustaßfurt)	-	705	557,2—558,4	558,4—569,5	624		
			619—622				
			664,3—665,4	655,4—668	714		
Königsau II (Fiskus) . .	-	641	664,3—665,4	655,4—668	714	† Gestein typisch	
Hedersleben XVII . . .	-	791	Tiefenzahl	unsicher†	894		
Bennstedt I	Mansfelder	562	575,6—578,1	578,1—597	661		
Langenbogen I	Muldo	551	576,9—579,5	579,5—595	659		
			431,9—433,1	433,1—445			
			648,27—649,38	649,38—662	713		
Oberröblingen II	-	423	431,9—433,1	433,1—445	500		
Steuden III	-	633	648,27—649,38	649,38—662	713		

aber es ist mir nicht gelungen, meßbare Winkel zu finden. Auch an den durch Auslaugung des Salzes erzeugten Präparaten konnte ich keinen an sich allein schon sicher deutbaren Kristall finden, aber ich gewann doch aus den vielen Beobachtungen, die ich machen konnte, das allgemeine Bild, als ob man es mit Skalenoedern der bekannten Kalkspatform R3 zu tun habe, die skelettartig gewachsen seien, wobei auch die erwähnten Leistensysteme sich ausgezeichnet in die rhomboedrischen Skelettelemente einordnen würden (Fig. 4 u. 5).

Die Anhydritsubstanz in jedem Kegel bildet nun aber auch ferner nicht ein einheitliches Individuum mit durchgehender Spaltbarkeit, sondern ist ein feinkörniges Aggregat, dessen Individuen gegen die freien Räume hin in tafelförmige feinste Kriställchen (die die Anhydritform besitzen) auswachsen können.

Diese Zwischenräume, zwischen den Leisten und zwischen den Kegeln, sind erfüllt von Steinsalz, das aber nun, im Gegensatz zum Anhydrit, in großen Kristallindividuen ausgebildet ist und über das Gebiet vieler Anhydritleisten und -kegel hinweg einheitlich spalten kann.

Auf Grund der äußeren Gestalt und inneren Struktur vermute ich also, daß wir es in dem Pegmatitanhydrit mit Pseudomorphosen von Anhydrit, und zwar nach eigenartig gewachsenem, in Kristalldrusen gruppiertem Kalkspat¹⁾ zu tun haben, deren leere Räume später²⁾ mit mehr oder minder einheitlichem Steinsalz zugewachsen sind.

Als Analogon kann man vielleicht die aus dem Lahontansee Nordamerikas beschriebenen Thinolithlager ansehen, die freilich nicht immer zusammenhängende Schichten, sondern oft riffartige Klippen bilden, und die auch Pseudomorphosen, aber nicht nach, sondern von Kalkkarbonat sind.

Es sei hinzugefügt, daß außer der eben beschriebenen Hauptbank von Pegmatitanhydrit, direkt über dem Roten Salztou, sich das gleiche Gestein gelegentlich (siehe Tabelle) auch in einem oder mehreren tieferen Niveaus innerhalb des Jüngeren Steinsalzes des Staßfurter Zechsteintypus wiederfindet.

Vom Werratypus kenne ich nur wenige Bohrungen aus eigener Anschauung; hier sind mir nur in der Bohrung

¹⁾ Herr Ingenieur WIEDENMEYER von der Deutschen Tiefbohrgesellschaft zu Berlin-Nordhausen will auch Pegmatitanhydrite beobachtet haben, die mit Salzsäure noch brausen.

²⁾ Also im Gegensatz zum eigentlichen Pegmatit, für den gleichzeitige Bildung der beiden Komponenten Orthoklas und Quarz angenommen wird.

Unteralba bei Dermbach i. Rhön mehrere sehr dünne Bänkchen dieses Gesteins, in Steinsalz eingeschaltet, bekannt geworden.

Im Anschluß an diese Pseudomorphosenbildungen möchte ich noch eine Beobachtung erwähnen, die ich jüngst in der oben schon (bei den Pseudomorphosen im Roten Salzton) erwähnten Bohrung Moltkeshall VII im tiefsten Teile des Jüngeren Steinsalzes in einer ungewöhnlich mächtigen Bank bläulichgrauen Anhydrits gemacht habe. Dieser Anhydrit, der schon gewisse Anklänge an meinen „Hauptanhydrit“ bietet, führt in einer (durch dunkle regelmäßige, in $\frac{3}{4}$ —1 cm Abständen auftretende Bänder) jahresringartig gestreiften Partie eine ganze Anzahl von — allerdings nur niedrigen, 0,5 bis 1,5 cm hohen — Stylolithenbändern übereinander, die, wie gewöhnlich, der Schichtung parallel und an der üblichen schwarzen Haut leicht erkennbar sind. Ein mir vorliegender Kern von 45 cm Höhe zeigt 7 solcher Bänder. Da Stylolithen aus Anhydrit nur erst einmal, von L. v. AMMON aus der Bohrung Mellrichstadt, erwähnt, in gewissen Kalksteinen aber recht gewöhnlich sind, so deuten sie vielleicht auch auf eine pseudomorphe, dann spezieller als metasomatisch zu bezeichnende Bildungsweise mancher Anhydritbank hin.

An der Diskussion dieses Vortrages beteiligten sich Herr RAUFF, Herr SCHEIBE und der Vortragende.

Darauf wurde die Sitzung geschlossen.

v.	w.	o.
RAUFF.	SCHEIBE.	EBERDT.

Neueingänge der Bibliothek.

- BARDARSON, G. G.: *Purpura lapillus* L. i haevede Lag paa Nordkysten af Island. Aus: Vidensk. Meddel. fra den naturh. Foren. i Kbhvn. 1906.
- BROGGER, W. C.: Die Mineralien der südnorwegischen Granitpegmatitgänge. Aus: Vid. Selk. Skr. M. N. Kl. 1906, Nr 6 Kristiania 1906.
- COSYNS, G.: Analyse des cendres volcaniques tombées à Ottajano (Vésuve) le 14. avril 1906. Aus: Bull. de la Soc. chimique de Belgique XX. Bruxelles 1906.
- L'origine de la grotte de Rosée à Engihoul près d'Engis (Liège). Aus: Revue de l'Univers. de Bruxelles. Liège 1907.

- ERTZOLD, F.: Siebenter Bericht der Erdbebenstation Leipzig. I. Die in Leipzig und Plauen vom 1. Januar bis 31. Dezember 1906 aufgezeichneten Seismogramme. II. Die in Leipzig vom 1. Januar bis 31. Dezember 1906 aufgezeichneten pulsatorischen Bewegungen. Aus: Ber. d. math.-phys. Kl. d. Kgl. Sächs. Ges. d. Wiss. z. Leipzig 59.
- FELIX, J.: Korallen aus ägyptischen Miocänbildungen. Aus: Diese Zeitschrift 55, 1903.
- Korallen aus portugiesischem Senon. Aus: Diese Zeitschrift 55, 1903.
 - Studien über tertiäre und quartäre Korallen und Rifffalke aus Ägypten und der Sinaihalbinsel. Aus: Diese Zeitschrift 56, 1904.
 - Studien über fossile Pilze. Aus: Diese Zeitschrift 46, 1894.
 - Über die Gattung *Amphipora*. Aus: Sitz.-Ber. d. naturf. Ges. z. Leipzig.
 - Über die Gattung *Hydnophoris* Söhle. Aus: wie vor.
 - Über eine Korallenfauna aus der Kreideformation Ostgaliziens. Aus: Diese Zeitschrift 58, 1906.
 - Über einige fossile Korallen aus Columbien. Aus: Sitz.-Ber. d. math.-phys. Klasse d. Kgl. Bayer. Ak. d. Wiss. 85. München 1905.
 - Über Hippuritenhorizonte in den Gosauschichten der nordöstlichen Alpen. Aus: Centralbl. Min. Stuttgart 1905.
 - Verkiesselte Korallen als Geschiebe im Diluvium von Schlesien und Mähren. Aus: Centralbl. Min. Stuttgart 1903.
- FUCHS, A.: Die Stratigraphie des Hunsrückschiefers und der Unterkoblenzschichten am Mittelrhein nebst einer Übersicht über die spezielle Gliederung des Unterdevons mittelhheinischer Facies und die Faciesgebiete innerhalb des rheinischen Devons. Aus: Diese Zeitschrift 59, 1907.
- GASPERINI, G.: La fitogenesi delle terre rosse, gialle e bolari e la importanza delle Beggiatoaceae per la circolazione e deposizione de ferro. Firenze 1907.
- GÜRICH, G.: Les Spongiostromides du Viséen de la province de Namur. Extr. des mém. du musée royal d'histoire nat. d. Belgique III.
- HARBORT, E.: Ein geologisches Querprofil durch die Kreide-, Jura- und Triasformation des Bentheim-Isterberger Sattels. Aus: Festschr. z. 70. Geburtst. v. Ad. v. KOENEN, gewidmet von seinen Schülern. Stuttgart 1907.
- HEIM, A.: I. Zur Frage der exotischen Blöcke im Flysch, mit einigen Bemerkungen über die subalpine Nagelfluh. — II. Über den Berglitenstein und die Grabser Klippe. Aus: Eclogae geologicae Helvetiae IX. Lausanne 1907.
- HENKE, W.: Zur Stratigraphie des südwestlichen Teiles der Attendorn-Elsper Doppelmulde. Inaug.-Dissert. Göttingen 1907.
- HUSSAK, E.: Über das Vorkommen von Palladium und Platin in Brasilien. Aus: Zschr. prakt. Geol.
- Über die Diamantlager im Westen des Staates Minas Geraes und der angrenzenden Staaten São Paulo und Goyaz, Brasilien. Aus: Zschr. prakt. Geol.
 - Über die sogenannten „Phosphat-Favas“ der diamantführenden Sande Brasiliens. Aus: Tscherm. petr. Mitt. XXV, Wien 1906.
 - Über Gyrolith und andere Zeolithe aus dem Diabas von Moggyguassu, Staat São Paulo, Brasilien.
 - Über die chemische Zusammensetzung des Chalmersit.

- HUSSAK, E.: Über das Vorkommen von gediegen Kupfer in den Diabasen von São Paulo. Aus: Centralbl. Min. 1906, Stuttgart 1906.
- KINKELIN, F.: Der Boden von Lindau im Bodensee und Umgegend. Aus: Schriften d. Ver. f. Geschichte d. Bodensees 86, 1907.
- KOEHNE, W.: Notizen über die Alpüberdeckung im nördlichen Frankenjura. Aus: Diese Zeitschrift 59, 1907.
- VON KOENEN, A.: Über das Auftreten der Gattungen und Gruppen der Ammonitiden in den einzelnen Zonen der unteren Kreide Norddeutschlands. Aus: Nachr. d. K. Ges. d. Wiss. z. Göttingen 1907.
- Über scheinbare und wirkliche Transgressionen. Aus: Nachr. d. K. Ges. d. Wiss. z. Göttingen, 1906.
- Zur Entstehung der Salzlager Norddeutschlands. S.-A. a. d. Nachr. d. K. Ges. d. Wiss. z. Göttingen, 1905.
- KRETSCHMER, F.: Die Sinterbildungen vom Eisenerzbergbau Quittein nächst Müglitz (Mähren). Aus: Jahrb. k. k. geol. Reichsanst. Wien 57, 1, 1907.
- KRUSCH und WUNSTORF: Das Steinkohlengebirge nordöstlich der Roer nach den Ergebnissen der Tiefbohrungen und verglichen mit dem Cardiffdistrikt. Aus: Glück auf 43, 15. Essen-Ruhr 1907.
- LEUCHS, K.: Die geologische Zusammensetzung und die Geschichte des Kaisergebirges. Inaug.-Dissert., München. Aus: Ferdin. Zeitschr. (3) 51. Innsbruck 1907.
- MANDY, J. T.: Geologische Untersuchungen in der Umgebung des Hauenstein-Tunnels, Schweizer Jura. Inaug.-Dissert., Freiburg i. Br. 1907.
- MARTIN, J.: Beitrag zur Kenntnis der erratischen Basalte. Aus: Diese Zeitschrift 59, 1907.
- MERRILL, G. P.: On a newly found meteorite from Selma, Dallas County, Alabama. Aus: Proceed. of the Unit. States. Nat. Museum 32. Washington.
- und TASSIN, W.: Notes on the composition and structure of the Hendersonville, North Carolina, meteorite. Aus: Proceed. of the Unit. States. Nat. Museum 32. Washington.
- MICHAEL, R.: Über die Altersfrage der oberschlesischen Tertiärablagerungen. Aus: Diese Zeitschr. 59, Monatsber. 2. 1907.
- Über die Frage der Orlauer Störung im oberschlesischen Steinkohlenbecken. Aus: Diese Zeitschr. 59, Monatsber. 2. 1907.
- PHILIPP, H.: Vorläufige Mitteilungen über Resorptions- und Injektionserscheinungen im südlichen Schwarzwald. Aus: Centralbl. Min. 1907.
- PILZ, R.: Die Bleiglanzlagerstätten von Mazarrón in Spanien. Inaug. Diss., Freiberg i. S. 1907.
- RICCIARDI, L.: Il vulcanismo nella mitologia e nella scienza. Napoli 1907.
- SCHMIDT, M.: Über einige Glazialbildungen auf Blatt Freudenstadt. Mit vielfachen Beiträgen von K. RAU. Aus: Mitt. d. geol. Abteil. d. Kgl. Württ. Statist. Landesamtes. Stuttgart 1905.
- Labyrinthodontereste aus dem Hauptkonglomerat von Altensteig im württembergischen Schwarzwald. Aus: wie vor.
- SCHUCHT, F.: Geologische Beobachtungen im Hümmling. Aus: Jahrb. Geol. Landesanst. Berlin XXVII, 1906.
- und TIETZE, O.: Das Diluvium an der Ems und in Ostfriesland. Kritische Bemerkungen zu BIELEFELDS Geest Ostfrieslands. Aus: Diese Zeitschr. 59, 2, 1907.

- SPANDEL, E.: Beiträge zur Kenntnis der ehemaligen Überdeckung der Fränkischen Alp und der Höhlen im Gebiete derselben. Aus: Abh. d. naturh. Ges., XVI.
- SPEITHMANN, H.: Die Lübecker Mulde und ihre Terrassen. Aus: Centralbl. Min. 1907.
- Ancyclussee und Litorinameer im südwestlichen Ostseebecken von der dänischen Grenze bis zur Odermündung. Aus: Mitt. d. Geograph. Ges. u. d. naturh. Museums in Lübeck (2) 21, 1906.
- SPEZIA, G.: La pressione anche unita al tempo non produce reazioni chimiche. Aus: Atti del Congresso dei Naturalisti Italiani. Milano 1907.
- Sulle inclusioni di anidride carbonica liquida nelle calcite di Traversella. Aus: Atti della R. Accademia delle Scienze di Torino. 42. Torino 1907.
- STAHL, A. F.: Einiges über die Lagerungsverhältnisse des Erdöls. Aus: Chemiker-Zeitung. Cöthen (Anhalt), 1906.
- VOLZ, W.: Vorläufiger Bericht über eine Forschungsreise zur Untersuchung des Gebirgsbaues und der Vulkane von Sumatra in den Jahren 1904—1906. Aus: Sitz.-Ber. Ak. Wiss., Berlin 1907.
- VORWERG, O.: Beiträge zur Diluvialforschung im Riesengebirge. Aus: Diese Zeitschr. 49. 1897.
- Eine Erstlingsbesteigung in der Klostinder-Gruppe. Aus: Zeitschr. d. D. und Ö. Alpenvereins XXII. Wien 1891.
- Kantengeschiebe aus dem Warmbrunner Tal. Aus: Diese Zeitschr. 56, Monatsber. 11. 1904.
- Sur la mode d'expression et de représentation de la direction et de l'inclinaison des couches. Aus: Congr. géol. internat. VIII. (1900). Paris 1901.
- Zur Kantengeschiebefrage. Aus: Centralbl. Min. 1907, 4. Stuttgart 1907.
- WAGNER, R.: Beitrag zur genauen Kenntnis des Muschelkalkes bei Jena. Abhand. d. Geol. Landesanst. N.F. XXVII. Berlin 1897.
- WERTH, E.: Das Diluvium des Hirschberger Kessels. Aus: Diese Zeitschrift 59, 1907.
- WOLLEMAN, A.: Die Bivalven und Gastropoden des norddeutschen Gaults (Aptiens und Albiens). Aus: Jahrb. geol. Landesanst. Berlin XXVII, 1906.
- WÜST, E.: Fossilführende pliocäne Holtemme-Schotter bei Halberstadt im nördlichen Harzvorland. Aus: Diese Zeitschrift 59, 1907.
- ZUR-MÜHLEN, M. v.: Zur Entwicklungsgeschichte des Spankauschen Sees wie auch einiger anderer Seen in der Umgebung Dorpats. Materialien zur Erforschung der Seen Livlands. Aus: Sitz.-Ber. d. Naturf. Ges. b. d. Univ. Dorpat XV, 1906.
- Société belge de Géologie, de Paléontologie et d'Hydrologie: Célébration du deuxième décennair et manifestation en l'honneur de M. ERNEST VAN DEN BROECK à l'occasion de sa retraite du secrétariat général. Bruxelles 1907.

Monatsberichte

der

Deutschen geologischen Gesellschaft.

Nr. 6/7.

1907.

Protokoll der Sitzung vom 5. Juni 1907.

Vorsitzender: Herr BEYSLAG.

Das Protokoll der Mai-Sitzung wird verlesen und genehmigt.

Die eingegangenen Sonderabdrücke wurden vorgelegt und eine Auswahl davon besprochen. Ferner wurde auf die unter den Eingängen befindliche, von der geologischen L.-A. in Berlin herausgegebene Karte der „Nutzbaren Lagerstätten Deutschlands“ hingewiesen.

Als neue Mitglieder wünschen der Gesellschaft beizutreten:

Herr Dr. BERNHARD LINDEMANN in Göttingen,
vorgeschlagen durch die Herren ZIMMERMANN, POMPECKJ und ROMBERG;

Herr Lehramtskandidat R. RICHTER,
- stud. geol. FELIX HAHN (aus München),
- - - FRITZ HERRMANN (aus Berlin),
sämtliche drei zurzeit in Marburg in Hessen,
vorgeschlagen durch die Herren BRANCA, E. KAYSER,
und DIENST;

Herr Dr. E. HUGI, Assistent am geolog.-mineralogischen
Institut der Universität Bern,
vorgeschlagen durch die Herren BALTZER, KRUSCH
und KÜHN;

Herr Dr. HLAWATSCH, Wien, Hofmuseum,
vorgeschlagen durch die Herren KEILHACK, BERG
und OSANN.

Herr JOH. BÖHM sprach über *Cardium Neptuni* GOLDF.

Nachdem H. B. GEINITZ an Material aus dem sächsischen Quader erkannt hatte, daß die von GOLDFUSS: *Petrefacta Germaniae* II, Taf. 144, Fig. 9 a, dargestellte Bivalve aus dem Grünsande des Waldenburger Gebirges nicht der Gattung *Cardium* angehöre, und sie zu *Mytilus* gestellt hatte, reihten sie D'ORBIGNY, der mit einigem Zweifel eine französische Turonspezies mit *Cardium Neptuni* Goldf. identifizierte, in die Gattung *Pinna*, PICTET und G. MÜLLER in die Gattung *Avicula* ein.

Die durchaus endständige Lage des Wirbels, der schinkenförmige Umriß, die von einer vom Wirbel zur vorderen Unterecke verlaufenden Kante, die zum Vorderrande rasch, zum Hinterrande sanft abfallende Schale, die Skulptur der Oberfläche (vgl. z. B. DE LORIO, ROGER et TOMBECK: Haute-Marne, Taf. 20, Fig. 3) und die Gestaltung des hinteren Schließmuskels weisen auf engen, genetischen Zusammenhang des cenomanen „*Cardium*“ *Neptuni* mit einer übereinstimmend gestalteten Form aus dem Weißen Jura hin, welche bislang mit einer flachen, langgestreckten Form unter *Pinna granulata* Sow. zusammengefaßt wurde. Aus dem Umstand, daß jener gedrungene Typus sich mit wenigen Unterbrechungen vom Kimmeridge bis zum Obersenon (*Avicula baltica* RAVN) verfolgen läßt, geht hervor, daß er gegenüber dem schlanken, anscheinend im Neokom erlöschenden Typus eine selbständige Formenreihe darstellt, für deren oberjurassischen Vertreter, der, wie erwähnt, bislang mit *P. granulata* vereinigt wurde, Votr. den Speziesnamen *solida* vorschlägt. Dem gleichaltrigen Vertreter der schlanken Formenreihe verbleibt der Artnamen *granulata*.

Herr RAUFF weist in der anschließenden Diskussion darauf hin, daß beide Formenreihen gegenüber den mit ihnen zusammen vorkommenden typischen Vertretern der Gattung *Pinna* gemeinsame abweichende Merkmale aufweisen, die wohl ihre Zusammenfassung zu einer eigenen Gruppe rechtfertigen dürften.

Herr JOH. BÖHM pflichtet diesen Ausführungen bei und bringt für diese Formengruppe innerhalb der Familie Pinnidae den Namen *Stegoconcha* in Vorschlag; sie umfaßt die beiden Formenreihen der *St. granulata* Sow. sp. und der *St. solida* n. sp.

Eine ausführlichere Darstellung wird im Jahrbuch der Königlichen Geologischen Landesanstalt in Berlin erscheinen.

Herr K. KEILHACK sprach über eocäne Brandungsgerölle aus einem Bohrloch bei Grünau.

An der Besprechung beteiligte sich der Vorsitzende und der Vortragende.

Darauf wurde die Sitzung geschlossen.

v.	w.	o.
BEYSCHLAG.	RAUFF.	EBERDT.

Protokoll der Sitzung vom 3. Juli 1907.

Vorsitzender: Herr RAUFF.

Das Protokoll der Juni-Sitzung wird verlesen und genehmigt.

Die eingegangenen Schriften werden vorgelegt und besprochen.

Als neue Mitglieder wünschen der Gesellschaft beizutreten:

Herr Prof. Dr. HESS, Duisburg,

- Dr. AULICH, ebenda,

- - HAUPT, Darmstadt,

vorgeschlagen durch die Herren E. KAYSER, STEINMANN, RAUFF;

Herr Dr. OTTO WELTER, Bonn,

vorgeschlagen durch die Herren STEINMANN, WANNER, EBERDT;

Herr Bergreferendar E. LEHMANN, Berlin,

vorgeschlagen durch die Herren JANENSCH, STREMMER, TANNHÄUSER;

Herr cand. geol. ERICH HORN, Freiburg i. Br.,

vorgeschlagen durch die Herren DEECKE, WILCKENS, G. BOEHME;

Herr Prof. Dr. JANNASCH, Berlin, Lutherstr. 12,
- Bergbaubeflossener WEDDING, Berlin,
vorgeschlagen durch die Herren RAUFF, SCHEIBE,
WAHNSCHAFTE;

Die *Geologische Sammlung der Kgl. Technischen Hochschule Aachen*,
vorgeschlagen durch die Herren RAUFF, EBERDT,
O. SCHNEIDER.

Hierauf sprach Herr GOTHAN über **Pflanzengeographisches aus der paläozoischen Flora.**¹⁾

Entgegen der allgemein herrschenden Ansicht, daß die Pflanzendecke im Paläozoikum — besonders im Karbon (Reste früherer Formationen kann man zu pflanzengeographischen Betrachtungen wegen ihrer Spärlichkeit nicht wählen) — auf vergleichsweise große Erstreckungen hin gleichförmig war, kann man nachweisen, daß sich außerordentlich fühlbare Lokalfärbungen in der Karbonflora, speziell auch in der deutschen, nachweisen lassen. Man teilt für Betrachtungen der vorliegenden Art die Karbonreviere — es sollen besonders die europäischen betrachtet werden — vorteilhaft ein in paralische (meeresnahe mit marinen Zwischenschichten) und Binnenreviere. Von den ersteren sollen insbesondere die am Nordende des variscischen und armorikanischen Bogens gelegenen betrachtet werden: englische Reviere, Valenciennes, Belgien, Aachen, Ruhrrevier, Oberschlesien; von den Binnenrevieren: das Saarrevier, das Zwickauer und Niederschlesisch-Böhmische Becken. Mit dieser Einteilung führt man zugleich ein biologisches Moment in die Untersuchung ein, die Meeresnähe und Meeresferne, die auf die Luftfeuchte in der damaligen Zeit ebenso gut ihren Einfluß geäußert haben wird wie heute. Die paralischen Reviere des variscischen Bogens (Valenciennes bis Oberschlesien) zeigen verschiedene floristische Übereinstimmungen, die sie in Gegensatz zu den Binnenrevieren bringen. Am auffälligsten ist das Verhalten der *Lonchopteris*-Arten, die sich um die häufigsten Arten *L. Bricei* und *rugosa* gruppieren. Sie sind in allen paralischen Revieren des variscischen Bogens in gewissen Schichten vorhanden, und zwar sehr häufige Fossilien, die man schon wegen der Maschenaderung nicht übersehen kann.

¹⁾ Eine ausführlichere Mitteilung hierüber wird in der Naturwissenschaftlichen Wochenschrift erscheinen.

Im Saarrevier¹⁾ und Zwickauer Becken findet sich keine Spur dieser Pflanzen; nur im Niederschlesisch-Böhmischen Binnenbecken treten sie auf, wahrscheinlich wegen der überaus großen Nähe des (paralischen) Oberschlesischen Reviers. Während die eben genannte Gruppe pekopteridischer Maschenfarne die paralischen Reviere des variscischen Bogens charakterisiert, sind die Binnenreviere — besonders das Saarbecken — durch die ganz enorme Entwicklung neuropteridischer Maschenfarne, der *Linopteris*-Arten, gekennzeichnet. Von der variscisch-armorikanischen Schaarung an gerechnet nach Westen fehlen die Lonchopteriden mehr oder weniger auch in den paralischen Revieren, also in den englischen sowie auch den nordamerikanischen.

Noch andere Pflanzen gibt es, die als Charakterpflanzen paralischer Reviere bezeichnet werden können. Es seien genannt *Neurodontopteris obliqua*, eine z. B. im Ruhrrevier gemeine Pflanze; ferner existieren eine Anzahl von Pflanzen, die innerhalb der paralischen Reviere wieder lokal beschränkt sind, wie einzelne *Lonchopteris*-Arten, *Neuropteris Kosmanni* POT in Oberschlesien u. a.; auch unter den Lepidophyten scheinen solche Lokalfärbungen sich fühlbar zu machen, so kommt nach KOEHNE die im Ruhrrevier und anderen paralischen Revieren häufige *Sigillaria Boblayi* in Saarbrücken gar nicht vor.

Andererseits gibt es auch außer den bereits genannten Linopteriden eine ganze Anzahl von Arten, die die Binnenreviere bevorzugen oder in ihnen ausschließlich vorkommen. Solche Pflanzen sind *Cingularia typica*, *Annularia pseudostellata* und „*Lonchopteris*“ *Defrancei*¹⁾ alle drei im Saarrevier häufig und nur dort vorkommend; *Alethopteris Davreuxi*, *Neuropteris tenuifolia* mögen zwar auch anderswo vorkommen (erstere ist von ZEILLER aus Valenciennes beschrieben worden, doch scheint es sich um eine andere Pflanze zu handeln; auch ist das geologische Vorkommen verschieden), ein so vorherrschendes Vorkommen wie im Saargebiet erreichen sie nirgendwo anders. Ähnlich verhalten sich *Sphenophyllum myriophyllum* und *Ovopteris Goldenbergi* (nach Herrn BEHREND, der sich mit dieser Pflanze näher beschäftigt hat) und sicher noch andere. Für Niederschlesien hatten wir bereits bemerkt, daß dort einige

¹⁾ Die im Saarrevier häufige „*Lonchopteris*“ *Defrancei* fällt durch ihre Eigenschaften so ganz aus dem Rahmen der genannten (echten) Lonchopteriden heraus, daß POTONIÉ (nach mündlicher Mitteilung) schon lange die Absicht hatte, diese in eine besondere Gattung zu tun; dies ist um so mehr zu empfehlen, als die Pflanze ganz und gar Lokalpflanze ist und nur im Saarrevier vorkommt.

Lonchopteris-Arten der Gruppe *rugosa-Bricei* vorkommen; von diesen ist eine vollständig Lokalart *L. conjugata* GÖPP. sp., ferner seien als Lokalpflanzen für Niederschlesien genannt: *Oopteris Schumanni* und *Equisetites mirabilis*.

Hervorgehoben sei noch bezüglich des Verhältnisses der paralischen Reviere, daß sich im Herakleer Vorkommen (Kleinasien), das im Hinterland des paralischen Donetz-Reviere liegt und ein Binnenrevier darstellt, Saarbrücker Pflanzen wiederfinden, insbesondere aber, daß auch hier in der Karbonflora die *Lonchopteris*-Arten der paralischen Flora vollständig fehlen (ZEILLER, Étude sur la flore fossile du bassin houiller d'Héracle, 1898).

Auch im Rotliegenden sind Lokalfärbungen in der Flora sehr fühlbar; die vielen Cycadeenwedel im Rotliegenden des Schwarzwaldes geben der dortigen Flora ein charakteristisches Lokalkolorit; unter den *Callipteris*-Arten gibt es sowohl in Deutschland wie in Frankreich eine ganze Anzahl von Lokalarten, und von der gemeinsten Art (*C. conferta*) läßt sich nachweisen, daß sie in einer nördlichen Zone (Ballenstedt—Halle—Oschatz—Zwickau—Wünschendorf bei Lauban) entweder ganz gefehlt hat oder sehr selten war; die Vorkommnisse bei Dresden (Plauenscher Grund; Weißig?) bilden nördlich vorgeschobene Posten der Pflanze (die in dem südlicheren Zwickau ganz fehlt). Andere Arten, wie *C. flabellifera* (WEISS) ZEILLER, bevorzugen diese von mir als nördliche *Callipteris*-Zone bezeichnete Region. Noch andere, wie *C. lyratifolia*, beschränken sich auf den Westen (Frankreich, Saargebiet), *Sphenopteris germanica* dagegen auf den Osten (Schlesien bis Thüringen). Ganz beschränkt in der Verbreitung, also ausgesprochene Lokalarten, scheinen z. B. *C. Bergeroni* (Lodève), *curretiensis* (Brive, Lodève), *Raymondi* (Blanz), *oxydata* (Niederschlesien), *polymorpha* (Oschatz) u. a. zu sein.

Man erkennt jedenfalls, daß auch in der paläozoischen Flora ganz erheblich fühlbare Verschiedenheiten in der Zusammensetzung der Pflanzendecke vorhanden waren¹⁾, ein Verhältnis, das uns im Grunde nicht wundernehmen kann, wenn wir die Verschiedenheit der Flora eines im ganzen floristisch so ähnlichen Gebiets wie des norddeutschen Flachlandes in Vergleich ziehen, wo Osten und Westen in einzelnen Beziehungen

¹⁾ Der Verschiedenheit, die zwischen der Karbonflora der südlichen Halbkugel und deren Fortsetzung (*Glossopteris*-Flora) gegenüber der der nördlichen besteht, ist hier nicht Erwähnung geschehen, da dies Verhältnis ja lange bekannt ist; es handelt sich selbstverständlich für uns nur um die Karbonflora des nördlichen Typus.

bedeutende floristische Abweichungen zeigen. Dies war auch im Karbon (und Rotliegenden) der Fall, und man darf das bei der Betonung der Gleichmäßigkeit der Karbonpflanzendecke in Zukunft nicht unberücksichtigt lassen. Die große Anzahl der Kosmopoliten der Karbonflora verleitet nur zu leicht dazu, für viele — um nicht zu sagen alle — Karbonpflanzen eine kosmopolitische Verbreitung anzunehmen. Das war aber nicht der Fall, ja es zeigen sich sogar auf verhältnismäßig geringe Entfernungen starke Unterschiede in der Flora; am fühlbarsten ist mir dieser Gegensatz immer bei Vergleichung des Ruhrreviers und Saarbeckens gewesen, die sich floristisch scharf unterscheiden.

An der Diskussion beteiligten sich die Herren POTONIÉ, OPPENHEIM, RAUFF und der Vortragende.

Herr **STREMMER** sprach sodann über die Bituminierung.

POTONIÉ¹⁾ hat drei Gruppen der Kaustobiolithe (brennbaren organogenen Gesteine) unterschieden: Die Sapropelite, die Humusgesteine und die Liptobiolithe. Als ein wesentliches Trennungsmerkmal dient ihm die Verschiedenheit der Materialien, aus denen sie entstehen. In den Sapropeliten rührt die organische Substanz überwiegend von echten Wasserorganismen und deren Exkrementen her. Die Humusgesteine entstehen aus Landpflanzen (Moorpflanzen), als deren Hauptbestandteil die Kohlenhydrate angesehen werden, die Liptobiolithe aus harz- und wachsharzhaltigen Landpflanzen bzw. Humusablagerungen. Wie seit langem bekannt ist, unterliegen die Humusgesteine nach ihrer Bildung einer Umwandlung, der Inkohlung, die wohl infolge einer leichten Destillation zu einer Anreicherung des Kohlenstoffes im Gesteine führt. Bei den Sapropelgesteinen vermutet POTONIÉ einen ähnlichen Prozeß, die Bituminierung, als dessen Endprodukte aber wasserstoff- und sauerstoffreichere Verbindungen als bei der Inkohlung auftreten. Dagegen wird bei den beständigen Liptobiolithen eine Umwandlung nicht angenommen.

Über die Bituminierung liegen nur wenige Daten vor. Einige Analysen von fossilen Sapropeliten sind in der Literatur

¹⁾ Klassifikation und Terminologie der rezenten brennbaren Biolithe und ihrer Lagerstätten. Abb. Preuß. geol. Landesanst. N. F. 49, 1906. — Protokoll über die Versammlung der Direktoren der geologischen Landesanstalten der deutschen Bundesstaaten. Eisenach, d. 24. Sept. 1906. — Die Entstehung der Steinkohle und verwandter Bildungen einschl. des Petroleums, IV. Aufl., Berlin 1907.

zu finden. Aber bei den meisten sind mangels Angabe des Analysenganges Zweifel an ihrer Zuverlässigkeit geboten. In einem anderen Falle war gerade der Analysengang geeignet, Bedenken an der Verwendbarkeit des Ergebnisses zu erwecken. Ich selber habe 1904 in den Monatsberichten dieser Gesellschaft¹⁾ die Resultate von Analysen mitgeteilt, die ich, allerdings mit geringen Hilfsmitteln, systematisch über diesen Gegenstand angestellt hatte. Es blieb jedoch noch manche Lücke auszufüllen.

Ich habe nun (in Anbetracht der Bedeutung der Sapropelgesteine für die Genesis des Erdöls) Herrn Dr. SPÄTE veranlaßt, die Analyse dieser Gesteine nochmals aufzunehmen. Es sind von ihm drei Dutzend Sapropelite auf das genaueste analysiert und in einer demnächst erscheinenden Arbeit²⁾ sorgfältig diskutiert worden. Zur Kenntnisnahme des Analysenganges verweise ich auf diese Arbeit. Es sei mir hier gestattet, deren Ergebnisse kurz auseinanderzusetzen.

Nicht alle Analysen lieferten brauchbare Zahlen. Wenn die Gesamtmenge der organischen Substanz weniger als etwa 5% betrug, oder wenn selbst bei erheblichem Gehalt an organischen Kohlenstoffverbindungen viel Ton und Schwefelkies, dagegen wenig kohlensaurer Kalk vorhanden war, dann lieferte die organische Elementaranalyse unrichtige Werte. Dies war z. B. bei zwei rezenten marinen Sapropelerden der Fall, ferner bei dem galizischen Menilitschiefer trotz dessen 31% organischer Bestandteile u. a. m. Ich habe von den Analysenwerten in Tabelle I 20 vereinigt, die den Umwandlungsvorgang der Bituminierung — der wahrscheinlich ebenso wie die Inkohlung einer schwachen Destillation gleichzuachten ist — gut zeigen. Die Gesteine waren teils frisch oder nur wenig alt, teils haben sie schon einige Jahre in der trockenen Museumsluft gelegen. Die einzelnen Bestimmungen, namentlich die Verbrennungen, sind selbstverständlich wiederholt worden. Sie wurden in den Jahren 1905 und 1906 im Berliner I. Chemischen Universitätsinstitut angestellt. [In der diesem Vortrage folgenden Diskussion wurden hinsichtlich der Wahl der Gesteine Bedenken geäußert: 1. träfe man bei den frischen Gesteinen häufig riechende, flüchtige oder selbst flüssige Bestandteile an, die nach einigem Lagern verschwänden; 2. dürfte doch der Luftsauerstoff allmählich umwandelnd auf

¹⁾ Zur Frage der Eigenwärme bituminöser Gesteine. Diese Zeitschr. 56, 1904, S. 193.

²⁾ Die Bituminierung. Dissertation. Berlin 1907.

die organische Substanz einwirken, so daß die Analyse von nicht frischen Gesteinen zu verwerfen wäre. Da mir im Privatgespräch mehrfach ähnliche Bedenken geäußert worden sind, so möchte ich auch an dieser Stelle darauf das Folgende erwidern. 1. Von den Gesteinen war eine quantitative Analyse anzufertigen, d. h. in einer genau bestimmten Menge feinst gepulverten, trockenen Gesteins sind die verschiedenen Bestandteile festzustellen. Es muß unbedingt trocken sein, da feuchtes Gestein für die quantitative Analyse nicht abgewogen werden kann. Die Bergfeuchtigkeit muß also hinaus, nicht nur die vom Wasser herrührende, sondern auch die etwaiger organischer Flüssigkeiten, diese um so mehr, als sie ja doch nur natürliche Zersetzungs-(Destillations-)Produkte der organischen Sapropelbestandteile darstellen können. Im allgemeinen sind sonst die riechenden Bestandteile, die sich verflüchtigen, unwägbare Spuren, die, wie jeder Chemiker weiß, bei den meisten organischen Analysen verloren gehen, ohne das Resultat zu verschlechtern¹⁾. Das Gestein muß aber für die Analyse auch staubfein gepulvert werden, wobei sich stets zeigte, daß die fossilen Sapropelite ihren Namen Stinksteine mit Recht verdienen. Es erübrigt sich vernünftigerweise, diesen verschwindenden organischen Teilchen irgendwelchen Wert beizulegen. 2. Dagegen ist der Oxydation durch den Luftsauerstoff in der Tat eine gewisse Bedeutung bei der Auswahl der Gesteine beizumessen. Die Sapropelite oxydieren sich nach unseren Erfahrungen²⁾ ähnlich wie die Humuskohlen, über deren Umwandlung an der Luft sich MUCK im siebenten Kapitel seiner „Chemie der Steinkohle“ (II. Aufl.) äußert. Die in der Tabelle I zusammengestellten Analysen beziehen sich aber zum größten Teile auf frische oder nur wenige Jahre alte Gesteine. Wie wenig einige Jahre dabei ausmachen, zeigen die Analysen 7 und 8 bezw. 10 und 11. Der Saprodilalk von Randegg ist im Herbst 1905 von Professor JAEKEL gesammelt worden und nach wenigen Wochen analysiert. Der Dysodil von Messel dagegen befand sich seit mehreren Jahren im Paläobotanischen Institut der Bergakademie. Die Analysen stimmen aber sehr gut überein. Der Posidonomyenschiefer von Holzmaden rührt von einem Stücke her, das mir im Jahre 1904 in ganz frischem, bergfeuchtem Zustande von Herrn B. HAUFF in Holzmaden übersandt wurde. Herr HAUFF brach ihn, wie er mir mitteilte, „aus der Schicht, die am meisten Bitumen

¹⁾ Vergleich mit dem Duft der Blumen.

²⁾ Ich werde darüber an anderer Stelle berichten.

Tabelle I.

	Organ. Substanz in Proz.	In 100 Teilen der organischen Substanz sind enthalten:				H auf C = 100 umge- rechnet	Alter	Bemerkungen
		C	H	N	O + S			
1. Sapropel von Liebmühl, Ostpreußen.	72,74	56,94	6,38	6,42	30,26	11,20	rezent	Aus dem Paläobot. Institut der Geolog. Landesanstalt. desgl.
2. Sapropel von Mützelberg, Pommern.	51,41	54,48	6,26	5,82	33,44	11,49	do.	
3. Sapropelkalk von Neu-Babelsberg bei Berlin.	21,03	50,02	6,37	4,47	39,14	12,73	do.	Gesammelt vom Verfasser 1905.
4. Sapropelkalk von Beelitzhof bei Berlin. (Mittel der 3 folgenden Analysen.)	21,47	52,32	7,05	5,70	34,93	13,55	do.	Aus dem Paläobot. Institut der Geolog. Landesanstalt.
a) 24,00		53,29	5,96	5,12	35,63			
b) 16,87		48,61	7,88	4,98	38,53			
c) 23,55		55,07	7,30	7,00	30,63			
5. Saprokoll von Purpesseln, Ostpreußen.	78,53	53,30	6,69	4,49	35,52	12,55	subfossil	desgl.
6. Saprokoll von Cymben, Westpreußen.	75,66	51,34	6,54	4,33	37,79	12,75	do.	desgl.
7. Saprodilkalk von Randegg, Baden. (Mittel der 2 folgenden Analysen.)	22,13	65,30	9,15	1,20	24,20	14,27	Miocän	Gesammelt v. Prof. JAEKEL 1905.
a) 26,12		66,53	8,57	1,19	23,71	12,88		
b) 18,14		64,06	10,03	1,21	24,70	16,66		
8. Saprodil (Messelit) von Messel bei Darmstadt.	55,58	65,16	8,51	2,34	23,99	13,06	do.	Aus dem Paläobot. Institut der Geolog. Landesanstalt.

Sapanthrakongesteine:								
9. Sapanthrakonmergel (bituminöser Mergelschiefer) von Obernkirchen, Schaumburg-L.	10,17	71,28	10,12	1,08	17,52	14,19	U.-Wealden	Aus dem Paläobot. Institut der Geolog. Landesanstalt.
10. Sapanthrakonmergel (Posidonomyenschiefer) von Holzmaden, Württemberg.	18,03	76,21	10,20	1,99	11,60	13,38	Lias ε	Von B. HAUFF, Holzmaden, erhalten 1904, analysiert 1906.
11. Sapanthrakonmergel (Jetrock) von Whithy, England.	5,40	71,67	12,03	vorh.	16,30	16,78	ob. Lias	Gesammelt von Dr. GOTHAN 1906.
12. Sapanthrakonmergel vom Labniewiesgraben bei Garmisch.	14,95	69,49	8,43	2,34	19,74	12,13	Keuper	Aus dem Geol.-Paläontolog. Institut der Universität.
13. Sapanthrakonmergel (Kupferschiefer) von Mansfeld.	7,92	77,65	8,96	3,15	10,24	11,54	u. Zechstein	desgl.
14. Sapanthrakonmergel von Koschtialow, Böhmen.	15,30	82,68	10,26	3,46	3,60	12,41	Perm	desgl.,
15. Sapanthrakonmergel von Autun, Frankreich.	15,34	81,09	9,78	2,99	6,14	12,06	do.	seit 1902 i. Inst., analys. 1905. Wie bei 14.
16. Sapanthrakon (Bogheadkohle) von Reichenau, Böhmen.	91,48	75,16	7,59	1,79	15,46	10,09	ob. Karbon	Gekauft von C. A. F. KAHL-BAUM, Berlin.
17. Streifenkohle von Miesbach, Bayern.	19,66	63,48	5,90	1,73	28,89	9,29	Oligocän	Aus dem Geol.-Paläontolog. Institut der Universität.
18. Gagat von Bridlington, England.	85,97	77,47	6,85	2,63	13,05	8,84	ob. Lias	Gesammelt von Dr. GOTHAN 1906.
19. Gagat von Whithy, England.	95,35	81,57	5,95	0,86	11,62	7,29	do.	desgl.
20. Kannelkohle von Edinburgh, Schottland.	92,94	78,79	5,65	3,09	12,47	7,17	ob. Karbon	Gekauft von C. A. F. KAHL-BAUM, Berlin.

hat“. Die damalige Analyse¹⁾, die wenige Wochen nach Empfang des Stückes gemacht ist, ergab:

Organische Substanz 17,92 %.

In 100 Teilen derselben:

C 79,60; H 9,81; N 2,10; O + S 8,49.

Nach 2 Jahren, im Juli 1906, wurde ein anderer Teil des Stückes von SPÄTE analysiert. Resultat:

Organische Substanz 18,03 %.

In 100 Teilen derselben:

C 76,21; H 10,20; N 1,99; O + S 11,60.

Der Unterschied zwischen beiden ist nicht wesentlich größer als der zwischen den beiden verschiedenen Stücken desselben Saprodilkalkes von Randegg und weniger groß als der zwischen den drei Teilen desselben ganz frischen Sapropelkalkes von Beelitzhof, von denen die angegebenen Analysen unmittelbar hintereinander gemacht sind. Weit größer ist auch der Unterschied zwischen den Analysen des Posidonomyenschiefers und der des entsprechenden Jetrock aus dem oberen Lias von Whitby, der im Herbst 1906 von Dr. GOTHAN gesammelt ist, und der wenige Wochen später zur Analyse kam.

Im übrigen ist natürlich die innige Berührung der Sapropelgesteine mit der Luft beim Pulvern und Beuteln gar nicht zu vermeiden. Da aber das gleiche von den Humusgesteinen gilt, mit denen hier ja die Sapropelgesteine verglichen werden sollen, so ist auch diesem Einwande nur unerhebliche Bedeutung beizulegen.]

Die Bituminierung. — Aus den Zahlen der Tab. I geht hervor, daß in der Tat die organische Substanz der Sapropelite allmählich eine Veränderung erleidet. Wenn wir den Durchschnitt der Daten aus den einzelnen Formationen bzw. Formationsgruppen nehmen, so erhalten wir für die rezenten Sapropelgesteine und die noch vollständig mit ihnen übereinstimmenden Saprokolle (Lebertorfe z. T.):

¹⁾ Diese Zeitschr. 56, 1904, S. 193.

²⁾ Der Unterschied der beiden Analysen ist in den hier wiedergegebenen Zahlen infolge der Umrechnung auf organische Substanz = 100 etwa der sechsfache des tatsächlich gefundenen.

	C in Proz.	H in Proz.	N in Proz.	Rest in Proz.
für die quartären:	50—57	6—7	4,5—6,5	30—39
für die tertiären:	65	8,5—9	1—2,5	24
für die mesozoischen:	69,5—76	8,5—12	1—2,5	11,5—20
für die paläozoischen:	75—83	7,5—10	2—3,5	4—15,5

In dem organischen Teile der Sapropelite nehmen also zu: Kohlenstoff und Wasserstoff, ab: Stickstoff und der aus Sauerstoff (und auch etwas Schwefel) bestehende Rest. Die Zunahme des Kohlenstoffes ist stetig und unbestreitbar, dagegen die des Wasserstoffes nicht ganz sicher. Dies geht noch deutlicher hervor aus den bei der Umrechnung von H auf C = 100 erhaltenen Zahlen:

bei den quartären	11—13,5	(12)
bei den tertiären	13—14	(13)
bei den mesozoischen	12—17	(14)
bei den paläozoischen	10—12,5	(11)

Die in der Literatur zu findenden, zuverlässigen Analysenwerte stimmen mit den von SPÄTE erhaltenen durchaus überein. Die höchsten Ziffern finden sich bei ROTH¹⁾, BISCHOF²⁾ und CARNE³⁾. ROTH gibt einen Durchschnitt aus zahlreichen Analysenzahlen von Bogheadkohlen (Ölkohlen, Kerosinschiefer) mit

C 81,09; H 11,39; N 1,13; O 6,39 %.

BISCHOF zitiert die REUSSsche Analyse von Koprolithen aus einem rotliegenden bituminösen Schiefer von Oberlangenu (Böhmen). Nach der Umrechnung auf 100 Teile organischer Substanz lauten die Zahlen

C 83,30; H 9,45; N 2,20; Rest 5,05 %.

CARNE führt einige Analysen von permischen, schottischen und australischen Kerosinschiefen an, nach denen die organische Substanz aus

C 80,5; H 12—13; N 0,5—2; O 5—6; S 0,2—0,3

besteht. Auch in diesen Analysen paläozoischer Gesteine hält sich der Wasserstoff mit 9,5—13 % durchaus auf der Höhe der SPÄTESchen. Da nun gerade die Wasserstoff-

¹⁾ Allgemeine und chemische Geologie II, S. 655, 668, 669, 672.

²⁾ Chemische und physikalische Geologie, 2. Aufl., I, S. 762.

³⁾ The Kerosene Shale Deposits of New South Wales, 1903, S. 12.

bestimmungen durch den stets vorhandenen Tongehalt der Gesteine ungünstig beeinflusst werden, so wird man gut tun, für Wasserstoff möglicherweise keine Zunahme, aber sicherlich keine Abnahme anzunehmen.

Wir definieren danach die Bituminierung als einen in der organischen Substanz der Sapropelgesteine vor sich gehenden Prozeß, durch den der Kohlenstoff angereichert und der Sauerstoff gemindert wird, während er den Wasserstoffgehalt nicht ändert.

Der Stickstoff bleibe wegen seiner geringen Menge unberücksichtigt, ebenso der Schwefel. Dieser ist in der organischen Substanz vermutlich vorhanden, da er sich im organischen Destillat stets vorfand. Aber da er auch in anorganischer Bindung, bei den fossilen Gesteinen als Schwefelkies, auftrat, so war seine Bestimmung nicht möglich.

Höhere Werte für Kohlenstoff als 83,3 % sind mir von Sapropelgesteinen bisher nicht bekannt geworden. Möglich ist es wohl, daß in silurischen und kambrischen Sapropeliten der Kohlenstoffgehalt noch höher ist. Die von SPÄTE analysierten kambrischen Gesteine lieferten unbrauchbare Zahlen. Auf jeden Fall aber dürfte ein Gehalt von 90 % nicht erreicht werden, da ja der Wasserstoffgehalt sich nicht verringert.

Dieser Änderung der empirischen Zusammensetzung im Sapropel geht sicher auch eine Änderung der Konstitution seiner Teile bzw. eines seiner Teile parallel. Einen gewissen Anteil an der Zusammensetzung des Sapropels haben die Fette der Wasserorganismen. Das geht nicht nur aus POTONIÉS mikroskopischen und in Gemeinschaft mit ENGLEK angestellten chemischen Untersuchungen hervor, das haben auch KRÄMER und SPILKER gezeigt, die aus einer Sapropelerde von Ludwigshof in Vorpommern eine fettartige Masse isolierten, die sie „Leichenwachs der Bazillariaceen“ nannten. In den fossilen Sapropelgesteinen sind möglicherweise auch noch Fette vorhanden. SPÄTE hat versucht, experimentell dieser Frage näher zu kommen, indem er den Posidonomyenschiefer mit heißem Benzol extrahierte. Nach monatelanger Dauer des Versuches erhielt er jedoch zu wenig einer gelblichen salbenartigen Masse von angenehmem Geruch, als daß er davon eine Analyse hätte anstellen können. Einen anderen Anhaltspunkt bietet die Destillation. Bekanntlich ist künstliches Erdöl¹⁾ aus Tier- und Pflanzenfetten hergestellt worden.

· ¹⁾ durch Destillation unter Druck.

Bei der Destillation¹⁾ der fossilen Sapropelgesteine erhält man dem Erdöl nahe verwandte Öle, die ja technisch im großen Maßstabe gewonnen werden. Ähnliche Schwelprodukte erhält man allerdings auch aus Liptobiolithen. Harz- und wachsartige Substanzen kommen häufig in Sapropelgesteinen vor, z. B. in den darin enthaltenen Pollen und Sporen von Landpflanzen. Aber ob auch in den marinen Sapropeliten, ist wohl zu bezweifeln. Man wird also mit einer gewissen Wahrscheinlichkeit annehmen dürfen, daß in den fossilen Sapropeliten noch fettähnliche Substanzen vorkommen, jedenfalls solche, die bei der Destillation erdölartige Kohlenwasserstoffgemische ergeben.

Daß die Bituminierung dadurch zustande kommen kann, daß die Eiweißreste und die stets vorhandenen Humusbestandteile sich weiter zersetzen, d. h. eine Art Inkohlung erleiden, während Fette und Harze sich eventuell nicht oder nur wenig zersetzen, ist, wie weiter unten gezeigt wird, nicht ausgeschlossen.

Tabelle II.

	Sapropelgesteine			Humusgesteine ²⁾			Liptobiolithe ³⁾		
	C Proz.	H Proz.	H auf C=100	C Proz.	H Proz.	H auf C=100	C Proz.	H Proz.	H auf C=100
Quartär . . .	50—57	6—7	12	50—60	5—6	10	72—82	7—11	12
Tertiär . . .	65	8,5—9	13	60—75	4—6	7,5	64—86	5,5—11,5	12,5
Mesozoikum	69,5—76	8,5—12	14	75—87	4—5	5,5	—	—	—
Paläozoikum	75—83	7,5—10	11	80—95	1,5—6	4	—	—	—

Vergleich mit Inkohlung. — Ein Blick auf Tabelle II zeigt deutlich die Unterschiede, die zwischen Bituminierung und Inkohlung bestehen. Der Wasserstoffgehalt der Sapropelgesteine ist stets höher als der der Humusgesteine. Daher kann auch die Anreicherung des Kohlenstoffes in den Sapropeliten nicht so hoch werden als in den Humusgesteinen. Bei den Liptobiolithen findet keine Zersetzung statt. Sie stimmen gleich von vornherein etwa mit den mesozoischen und paläozoischen Sapropeliten überein. Dementsprechend stehen ihre Destillationsprodukte denen der Sapropelite näher als denen

¹⁾ ohne Anwendung von Druck.

²⁾ nach ROTH, II, S. 637 ff.

³⁾ nach P. DAHMS: Mineralogische Untersuchungen über Bernstein VII. Schriften Naturf. Ges. Danzig X, 1901. Unter 76 Analysen sind 6 von rezenten Harzen (Benzoe, Föhren, Fichten, Damara, Mastix, Kopal), die übrigen von Bernstein und verwandten fossilen.

der Humusgesteine. POTONIE hat also vollkommen mit Recht die Bituminierung zum Unterschiede von der Inkohlung dahin definiert, daß als ihre Endprodukte H- und O-reichere Verbindungen vorhanden sind, als sie bei letzterer auftreten.

Nicht unwichtig ist es zu versuchen, ob sich durch Kombination der Inkohlungszahlen mit den empirischen Analysenwerten von Fett einerseits und Harz andererseits ein Prozeß berechnen läßt, der etwa der Bituminierung entspricht. Als Fett wollen wir Palmitinsäureglyzerinester $[C_3 H_5 (O_2 C_{16} H_{31})_3]$ nehmen, der aus 75,93 % C, 12,16 % H und 11,91 % O oder rund 76 bzw. 12 bzw. 12 besteht. Das Mittel der Harzanalysen ist 78 % C und 10 % H.

In der Kombination quartäre Humusgesteine - Fett erhält man Zahlen, die zwischen

$$55 \text{ C } 5,5 \text{ H} - 65,5 \text{ C } 8,5 \text{ H} - 76 \text{ C } 12 \text{ H}$$

schwanken; für die Kombinationen tertiäre Humusgesteine - Fett, mesozoische Humusgesteine - Fett und paläozoische Humusgesteine - Fett:

$$\begin{aligned} &67,5 \text{ C } 5 \text{ H} - 71,5 \text{ C } 8,5 \text{ H} - 76 \text{ C } 12 \text{ H} \\ \text{bzw. } &81 \text{ C } 4,5 \text{ H} - 78,5 \text{ C } 8 \text{ H} - 76 \text{ C } 12 \text{ H} \\ \text{bzw. } &87,5 \text{ C } 3,5 \text{ H} - 81,5 \text{ C } 7,5 \text{ H} - 76 \text{ C } 12 \text{ H}. \end{aligned}$$

Für die entsprechenden Kombinationen Humusgesteine-Harz ergibt sich:

$$\begin{aligned} &55 \text{ C } 5,5 \text{ H} - 66,5 \text{ C } 7,5 \text{ H} - 78 \text{ C } 10 \text{ H} \\ \text{bzw. } &67,5 \text{ C } 5 \text{ H} - 74,5 \text{ C } 7,5 \text{ H} - 78 \text{ C } 10 \text{ H} \\ \text{bzw. } &81 \text{ C } 4,5 \text{ H} - 79,5 \text{ C } 7 \text{ H} - 78 \text{ C } 10 \text{ H} \\ \text{bzw. } &87,5 \text{ C } 3,5 \text{ H} - 82,5 \text{ C } 6,5 \text{ H} - 78 \text{ C } 10 \text{ H}. \end{aligned}$$

Diese Zahlen sind in den beiden Figuren zu einer graphischen Darstellung verwendet worden, wobei auch die Linien für die Bituminierung hineingezeichnet sind. Wir sehen, daß die gestrichelte Linie der Bituminierung sich in der Nähe der Linien bewegt, die den Kombinationen der Humusgesteine mit Fett einerseits und Harz andererseits entsprechen, und diese an mehreren Stellen schneidet; d. h. bei den Kombinationen erhält man Zahlen, die oft denen der Sapropelgesteine entsprechen. Zu beachten ist auch, daß die Kurve der Inkohlung fast eine gerade Linie ist, während die der Bituminierung stärkere Biegungen aufweist. Auf Grund dieser graphischen Darstellung erscheint es mir nicht unmöglich, daß die Bituminierung, also der Zersetzungs Vorgang, der sich in den Sapropelgesteinen abspielt, auf einer der Inkohlung ähnlichen

Fig. 1.

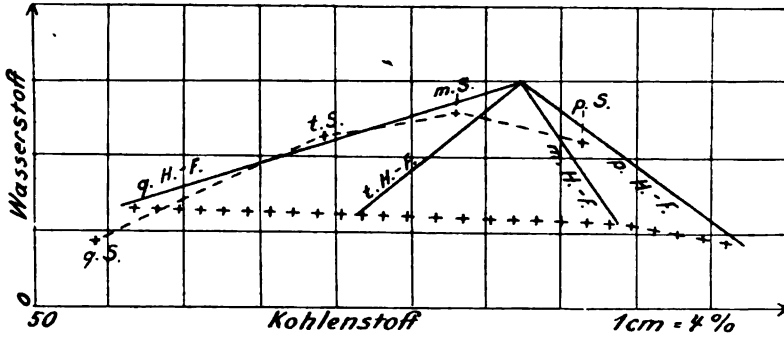
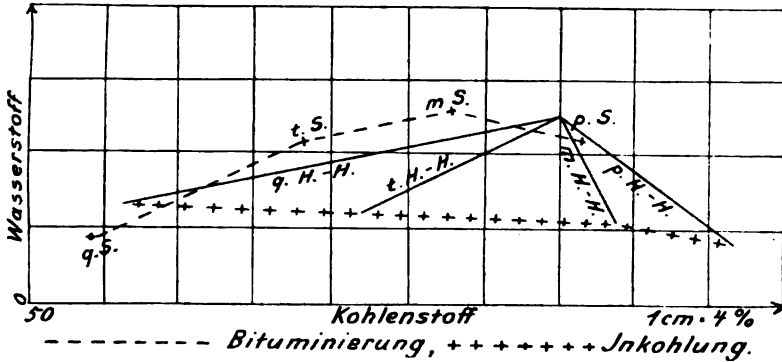


Fig. 2.



q. S. = quartäres Sapropelgestein; t. S. = tertiäres Sapropelgestein;
m. S. = mesozoisches - ; p. S. = paläozoisches - .

Fig. 1.

q. H.-F. = Kombination quartäres Humusgestein - Fett;
t. H.-F. = - tertiäres Humusgestein - Fett;
usw.

Fig. 2.

q. H.-H. = Kombination quartäres Humusgestein - Harz;
usw.

Zersetzung der humosen und eiweißartigen Bestandteile beruht; aber die letztere wird durch das Vorhandensein von Fett und Harz in den Sapropelgesteinen verschleiert. Jedenfalls zeigt Fig. 1 deutlich, daß das Sapropel keineswegs nur aus Fett bestehen kann, ja nicht einmal zum größten Teile, sondern daß den Hauptanteil kohlenstoffärmere Verbindungen aus-

machen. Dagegen nähern sich die älteren Stadien, Saprodil und Sapanthrakon, in ihrer empirischen Zusammensetzung mehr der der Fette.

Zwischenstufen. — Wie nicht anders zu erwarten ist, kann man auch mit Hilfe der chemischen Analyse Zwischenstufen zwischen Sapropel- und Humusgesteinen unterscheiden. In Tabelle I steht als Nr. 17 die Analyse einer Streifenkohle, in der man mit bloßem Auge deutlich Streifen von schwarzer Glanzkohle mit grauem Saprodilkalk abwechseln sieht. Dementsprechend zeigt die Analyse eine Braunkohle, die jedoch mehr Wasserstoff enthält (9,29 statt 7,5 auf C = 100), als die Regel verlangt. Zwei Gagats, die von Dr. GOTHAN in England gesammelt sind, zeigen (als Nr. 18 und 19) ein ganz ähnliches Verhalten. Der Gagat ist, wie GOTHAN nachgewiesen hat, aus eigentümlich verändertem Holz entstanden. Bekanntlich entzündet sich Gagat leicht an der Flamme und giebt beim Erwärmen große Mengen von Gas ab, das gerade so riecht (asphaltartig) wie das der Sapropelgesteine.

In diese Gruppe der Zwischenstufen gehört auch nach der chemischen Analyse eine Kannelkohle (Nr. 23), die mehr Wasserstoff (7,17) enthält als die entsprechende Humussteinkohle (4), aber weniger als das entsprechende Sapanthrakon (11). Die zahlreichen analytischen Daten, die MUCK in seiner Chemie der Steinkohle von der Kannelkohle beibringt, stimmen hiermit durchaus überein. Dieses Verhalten läßt sich ungezwungen dadurch erklären, daß die in den Kohlenbergwerken aufgeschlossenen Kannelkohlen in der Karbonzeit den darüber wachsenden Moorpflanzen als Röhrichtboden gedient haben, so daß zahlreiche feste Humusbestandteile und sicherlich auch die in den Sickerwässern der Moore gelösten Humussubstanzen in den Schlamm hineingebracht worden sind.

Diese Zwischenstufen wären bei der Annahme der Bituminierung als einer verschleierten inkohlungsartigen Zersetzung ebenfalls durchaus erklärlich.

Zwischenglieder zwischen Humusgesteinen und Liptobiolithen sind ebenfalls bekannt. So erwähnt SPÄTE eine Wackkohle, die den Analysenwerten nach zwischen beiden steht.

An der Besprechung beteiligten sich außer dem Vortragenden die Herren POTONÉ, RAUFF und GOTHAN.

Schließlich machte Herr RUDOLF HERMANN Mitteilung über die östliche Randverwerfung des fränkischen Jura¹⁾).

Der Vortragende berichtete über das Ergebnis seiner mit längeren Unterbrechungen in den Jahren 1904—1906 ausgeführten Untersuchungen, die sich bisher auf das Gebiet zwischen Pegnitz und Waischenfeld erstrecken.

Eine stratigraphisch vergleichende Untersuchung des Dolomites von Oberfranken mit dem Dolomit von Ingolstadt-Kehlheim und von Niederbayern führte zu dem Ergebnis, daß der oberfränkische Dolomit auf Grund seiner Fauna älter sein muß als jener, der *Pteroceras (Harpagodes) Oceani* ROEM., *Nerineen* und *Diceras speciosum* MÜNSTER führt. Der Dolomit Oberfrankens dürfte etwa dem Weißjura δ und dem untersten ϵ angehören.

Durch diese Feststellung wird allerdings der Nachweis der Verwerfungen überhaupt häufig sehr erschwert. Diese verlaufen nämlich vielfach zwischen Tenuilobatenkalk (Weißjura γ) einerseits und Dolomit (Weißjura δ + unteres ϵ) andererseits. Auch ist natürlich dementsprechend die Sprunghöhe eine viel geringere, als früher angenommen wurde.

Trotzdem ließen sich mit Hilfe neuer Aufschlüsse mehrere kleinere, parallel verlaufende Verwerfungen nachweisen, die die Hauptverwerfung stellenweise in einen Treppenbruch mit sehr geringer Sprunghöhe der einzelnen Abschnitte zerlegen. Überhaupt handelt es sich in unserem Gebiete um eine Verwerfungszone.

Wichtig ist ein Aufschluß am Wasserberg bei Pegnitz, der auf eine erste Senkung in präcenomaner (bezw. prä-turonen) Zeit und ein Wiederaufleben der Verwerfung in jüngerer, vermutlich tertiärer Zeit hinzudeuten scheint.

Mehrfach konnte mit Berücksichtigung der orographischen Verhältnisse ein von der bisherigen Annahme abweichender Verlauf der Verwerfung festgestellt werden; so bei Oberhauenstein, östlich von Pottenstein, wo die Verwerfung nicht, wie auf der v. GÜMBELschen Karte eingetragen, ein Knie bildet, sondern in der Hauptrichtung von NW nach SO weiterverläuft. Eine wichtige Bestätigung erhält diese Annahme durch den Nachweis der Pseudomutabilisschichten auf der Geiersleite, östlich von Oberhauenstein, und durch die südlich von diesem Ort in zwei kleinen Steinbrüchen an der Straße aufgeschlossene, deutlich erkennbare Schleppung der Malmkalke.

In der Frage nach dem Alter der Verwerfung spielen

¹⁾ Eine ausführlichere Mitteilung wird später erscheinen.

die Überdeckungsschichten eine wesentliche Rolle. Für die Herkunft der Erzablagerungen bekennt sich der Vortragende zu den Anschauungen KOHLERS¹⁾, der annimmt, daß die Erze und ein Teil der Farberden auf Spalten durch metasomatische Prozesse entstanden seien.

In der „Albüberdeckung“ findet sich ein anscheinend ziemlich verbreiteter Farberdelehm, der, wie Aufschlüsse bei Ranna (Nürnberger Wasserleitung) und am Arzberg bei Pegnitz gezeigt haben, als Verwitterungsprodukt des Dolomits anzusehen ist. Davon zu unterscheiden ist ein Ziegellehm, der Eisensandsteinknollen, sog. „Eisenkies“, führt. Dieser Ziegellehm scheint stellenweise in ebenfalls „Eisenkies“ führende Sande überzugehen.

Unter den sandigen Ablagerungen ist der Veldensteiner Sandstein der wichtigste. Er ist, da KOHLER²⁾ in seinem Liegenden „turon oder unterenone“ Tone aufgefunden hat, postturonen bzw. postunterenonen Alters, nicht wie KOHLER annimmt mittelturon. KOHLER stützt sich nämlich auf ein durch v. GÜMBEL³⁾ bei Betzenstein aufgenommenes Kreideprofil, das im Liegenden von Turonkalk „Sand und Sandstein“ zeigt, der dem Veldensteiner Sandstein sehr ähnlich ist. Dieser nur 1 m mächtige Sand und Sandstein, der heute nicht mehr aufgeschlossen ist, dürfte wohl zweifellos älter sein als der bis 20 m mächtige, in einem von KOEHNE beschriebenen Profil⁴⁾ seitlich noch oberhalb des Turonkalkes auftretende Veldensteiner Sandstein.

Eine Altersbegrenzung des Veldensteiner Sandsteins nach oben wird ermöglicht durch die von KOHLER berichtete Beobachtung, daß der Sandstein an der Verwerfungslinie abgesunken sei. Da die Verwerfung nach v. GÜMBEL⁵⁾ mittel-tertiären Alters ist, so stellt der Veldensteiner Sandstein eine prämiocäne Ablagerung dar.

Darauf wurde die Sitzung geschlossen.

v.	w.	o.
RAUFF.		EBERDT.

¹⁾ „Amberger Erzlagerstätten“. Geogn. Jahreshfte. XV, 1902. München 1903.

²⁾ a. a. O.

³⁾ Frankenjura. Kassel 1891. S. 426.

⁴⁾ Vorstudien zu einer neueren Untersuchung der „Albüberdeckung“ im Frankenjura. Erlangen 1905. S. 326.

⁵⁾ a. a. O. S. 642.

Neueingänge der Bibliothek.

- BERGT, W.:** Aschenstruktur in vogtländischen Diabastuffen. Aus: Abhandl. d. naturw. Ges. Isis in Dresden 1900.
- Beitrag zur Petrographie der Sierra Nevada de Santa Marta und der Sierra de Perija in Südamerika. Inaug.-Dissert. Leipzig. Wien 1888.
 - Das erste Anhydritvorkommen in Sachsen (und Böhmen). Aus: Abh. d. naturw. Ges. Isis in Dresden 1899.
 - Das Gabbromassiv im bayerisch-böhmischen Grenzgebirge. Aus: Sitz.-Ber. Ak. Wiss. Berlin XVIII, 1905.
 - Das Gabbromassiv im bayerisch-böhmischen Grenzgebirge. Aus: Sitz.-Ber. Ak. Wiss. Berlin XXII, 1906.
 - Der Plänerkalkbruch bei Weinböhla. Aus: Abh. d. naturw. Ges. Isis in Dresden 1900.
 - Die Abteilung für vergleichende Länderkunde am städtischen Museum für Völkerkunde zu Leipzig. Aus: Jahrb. d. Mus. f. Völkerkunde zu Leipzig 1906.
 - Die Gesteine der Ruinenstätte von Tianhuanaco im alten Peru (Bolivia).
 - Die Melaphyrgänge am ehemaligen Eisenbahntunnel im Plauenschen Grunde bei Dresden.
 - Die Phyllitformation am Südostflügel des sächsischen Granulitgebirges ist nicht azoisch. Aus: Centralbl. Min. Stuttgart 1905.
 - Radiolarienführende Kieselchiefer im „Kambrium“ von Tharandt in Sachsen. Aus: wie vor.
 - Stauchungen im Liegenden des Diluviums in Dresden. Aus: Abh. d. naturw. Ges. Isis in Dresden 1903.
 - Über einige sächsische Minerale. Aus: wie vor.
 - Über einen Kieseloolith aus Pennsylvanien.
 - Über einige sächsische Gesteine. Mitteilung a. d. K. mineral.-geol. Museum nebst der prähistor. Samml. in Dresden. Dresden 1902.
 - Zur Einteilung und Benennung der Gabbrogesteine. Aus: Centralbl. Min. 1906, 1. Stuttgart 1906.
 - Zur Geologie des Coppename- und Nickerietales in Surinam (Holländisch-Guyana). Aus: Samml. d. Geol. Reichs-Mus. in Leiden (2) II, 2. Leiden 1902.
 - Zur Geologie von San Domingo. Aus: Abh. d. naturw. Ges. Isis in Dresden 1897.
- BEYSLAG, F. und MICHAEL, R.:** Über die Grundwasserverhältnisse der Stadt Breslau. Aus: Zs. prakt. Geol. XV, 5. Berlin 1907.
- ERDMANNSDÖRFFER, O. H.:** Beiträge zur chemisch-petrographischen Kenntnis des Brockenmassivs. Aus: Jahrb. geol. Landesanstalt (1906). XXVII, 2. Berlin 1906.
- Ueber Resorptionserscheinungen an Einschlüssen von Tonschieferhornfels im Granit des Brockenmassivs. Aus: wie vor (1907). XXVIII, 1. Berlin 1907.
 - Über Vertreter der Essexit-Theralithreihe unter den diabasartigen Gesteinen der deutschen Mittelgebirge. Aus: Diese Zeitschrift 59, 1907. Monatsber. 2.

- FINCKH, Über Ergebnisse seiner Untersuchungen an ostthüringischen (vogtländischen) Diabasen. Aus: Diese Zeitschrift 59, 1907. Monatsber. 2.
- FISCHER-TREUENFELD, R. v.: Paraguay in Wort und Bild. Berlin 1906.
- FLIEGEL, G.: Pliocäne Quarzschotter in der niederrheinischen Bucht. Aus: Jahrb. geol. Landesanst. (1907). XXVIII, 2. Berlin 1907.
- GAGEL, C.: Über das Alter und die Lagerungsverhältnisse des Schwarzenbecker Tertiärs. Aus: Jahrb. Preuß. geol. Landesanst. (1906) XXVII, 3. Berlin 1907.
- Über die untereocänen Tuffschichten und die paläocäne Transgression in Norddeutschland. Aus: Jahrb. Preuß. geol. Landesanst. (1907) XXVIII, 1. Berlin 1907.
- GOTHAN, W.: Über die Wandlungen der Hoftüpfelung bei den Gymnospermen im Laufe der geologischen Epochen und ihre physiologische Bedeutung. Aus: Sitz.-Ber. d. Ges. naturf. Freunde 1907, Nr. 2.
- HANDLIRSCH, A.: Fossil insects and the development of the class Insecta. Aus: The Popular Sciences Monthly I, 1907.
- HENRIKSON, G.: Sundry geological Problems. Christiania 1906.
- FESTSCHRIFT, ADOLF v. KOENEN gewidmet von seinen Schülern zu seinem 70. Geburtstage am 21. 3. 1907. Stuttgart 1907.
- KRETSCHMER, F.: Mineralien, Eisenerze und Kontaktgebilde auf dem Schalteinzuge Sternberg—Bennisch. Aus: Centralbl. Min. 1907, Nr. 11.
- KRUSCH, P.: Die Einteilung der Erze mit besonderer Berücksichtigung der Leiterze sekundärer und primärer Teufen. Aus: Zs. prakt. Geol. XV, 5. Berlin 1907.
- LEIVISKÄ, J.: Über die Oberflächenbildungen Mittel-Ostbottniens und ihre Entstehung. Helsingfors 1907.
- MESTWERDT, A.: Über Störungen am Falkenhagener Liasgraben. Aus: Festschrift z. 70. Geburtstage von AD. v. KOENEN. Stuttgart 1907.
- NAUMANN, E., und PICARD, E.: Über Ablagerungen der Ilm und Saale vor der ersten Vereisung Thüringens. Aus: Jahrb. Preuß. geol. Landesanst. (1907) XXVIII, 1. Berlin 1907.
- NOËL, M. E.: Esquisse de la structure du géantinclinal vosgien et géosynclinal lorrain. Aus: Bull. soc. scien. Nancy. Nancy 1907.
- REGELMANN, O.: Erdbebenherde und Herdlinien in Südwestdeutschland. Aus: Jahresb. d. Ver. f. vaterl. Naturk. i. Württemb. Stuttgart 1907.
- RICCIARDI, L.: L'unità delle energie cosmiche. 1907.
- SACCO, F.: Essai schématique de Sclénologie. Turin 1907.
- Le pieghe degli gneiss tormaliniferi della bassa Val di Susa. Aus: Atti del Congresso dei Naturalisti Italiani. Milano 1907.
- SCHMIDT, M.: Das Wellengebirge der Gegend von Freudenstadt. = Mitteil. d. Geol. Abt. d. Kgl. Württ. Stat. Landesamtes. Habilit.-Schr. z. Erl. d. Venia legendi a. d. Kgl. Techn. Hochschule i. Stuttgart. Stuttgart 1907.
- SCHROEDER, H., und J. STOLLER: Diluviale, marine und Süßwasser-Schichten bei Utersen-Schulau. Aus: Jahrb. Preuß. geol. Landesanst. (1907) XXVIII, 1. Berlin 1907.
- SCHUCHERT, Ch.: Geology of the Lower Amazonregion. Aus: Journ. of Geology XIV. 8. Chicago 1906.
- Russian Carboniferous and Permian compared with those of India and America. A review and discussion. Aus: Americ. Journ. of Science XXII, 1906.

Monatsberichte

der

Deutschen geologischen Gesellschaft.

Nr. 8/9.

1907.

52. Hauptversammlung der Deutschen geologischen Gesellschaft.

Protokoll der 1. Sitzung vom 9. August 1907.

Basel, in der Aula des Museums.

Der Geschäftsführer Herr C. SCHMIDT-Basel eröffnet um 9 $\frac{1}{2}$ Uhr die Sitzung und begrüßt die Versammlung mit folgenden Worten:

Meine Herren!

Zur Eröffnungssitzung der 52. Hauptversammlung der Deutschen Geologischen Gesellschaft heiße ich Sie hiermit herzlichst willkommen.

Als am internationalen Geologenkongreß in Zürich im Jahre 1894 ERNST BEYRICH beglückwünscht wurde zu seinem achtzigsten Geburtstage, da erzählte er: „Es war im Jahre 1839, daß ich mit meinem Freunde EWALD, empfohlen durch LEOPOLD VON BUCH, nach der Schweiz kam, wo uns PETER MERIAN in St. Johann mit „Schweizerblut“ bewirtete und uns dann den damals so berühmt werdenden Keuper zeigte.“ 68 Jahre sind seither verflossen, und wie damals der 25jährige BEYRICH kommen auch Sie nach Basel oder vielmehr über Basel in die Schweiz, und auch Sie müssen einen ganzen Nachmittag damit verbringen, den Keuper, nicht die Lettenkohle, in der Neuen Welt zu sehen.

Wir sind es uns hier in Basel wohl bewußt, daß die Deutsche Geologische Gesellschaft uns eine ganz besondere Ehre erweist, indem sie Basel, die alte Schweizerstadt, zum Versammlungsort gewählt hat. Sündigt sie doch damit gegen den strengen Wortlaut ihrer Satzungen. Unsere Kollegen Frankreichs haben schon öfter außerhalb ihrer Landesgrenze,

speziell in der Schweiz, getagt, vor vielen Jahren in Pruntrut, in Genf, kürzlich in Lausanne; aber meines Wissens ist die Deutsche Geologische Gesellschaft bisher innerhalb der Grenzen des Deutschen Reiches und Österreichs geblieben. Doch wenn die Hauptversammlung unserer Gesellschaft näherückte der Schweizergrenze wie im Jahre 1890 nach Freiburg i. Br., im Jahre 1892 nach Straßburg, da haben die Grenzpfähle, die das kurzlebige Menschengeschlecht über Berg und Tal zieht, Sie, verehrte Kollegen, nicht zurückgehalten. Ich war damals mit in der „Glarnerdoppelfalte“, die jetzt nicht mehr existiert, und Sie haben von Straßburg aus den Weißenstein besucht wie gestern und vorgestern von Basel aus, jenen hochragenden Kamm des Jura, der jetzt durchlocht ist und seine Geheimnisse uns offenbart hat.

Ein freudiges „Glückauf“ rufe ich Ihnen hiermit zu auf Schweizerboden und danke Ihnen für Ihr zahlreiches Erscheinen. Ich begrüße in unserer Mitte als Vertreter der Hohen Regierung von Basel-Stadt Herrn Regierungsrat ALBERT BURCKHARDT, den Vorsteher des Erziehungsdepartementes, ich begrüße Seine Magnifizenz den Rektor der Universität, den Vizepräsidenten der Naturforschenden Gesellschaft von Basel, den Präsidenten der Schweizerischen Geologischen Gesellschaft, den Präsidenten der Schweizerischen Geologischen Kommission.

Dreimal versammeln wir uns in diesem Saale zu Sitzungen. Viele von Ihnen haben in den vergangenen drei Tagen auf den Höhen des Schwarzwaldes, des Tafeljura und des Kettenjura bereits die Sommerhitze verspürt; wir werden an drei Nachmittagen die Umgebung von Basel kennen lernen, und dann wird uns die Eisenbahn an den Vierwaldstättersee führen, und von da aus geht es über Brünig und Grimsel ins Oberwallis, über einsame Pässe nach Italien bis an das Südende des Lago Maggiore, wieder zurück ins Wallis, und viele von Ihnen werden zum ersten Male in ihrem Leben 2500 m tief unter der Oberfläche Handstücke klopfen.

Meine Herren! Ich hätte Ihnen nun zu sprechen von der Geologie des Landes um Basel. Es gibt wohl kaum eine Stadt, in deren Umkreise die geologische Gestaltung des Landes so mannigfaltig ist wie hier. Scharf heben gegeneinander die tektonischen Glieder: Vogesen, Schwarzwald, Rheinebene, Tafeljura und Kettenjura sich ab. Wo die äußerste Kalkmauer des Jura zur Tiefe taucht, dehnt sich das Mittelland, die Molassehochebene der Schweiz, und hoch darüber sich erhebend grüßen uns die Alpen. Die Nord-Süd laufende

Senke, in die der Rhein bei Basel eintritt, ist eine der wichtigsten tektonischen Linien des zentralen Europa. Über Kassel, Frankfurt a. M. bis Basel erstreckt sich dieser markante Grabenbruch, weiter südwärts finden wir die Spuren seines einstigen Vorhandenseins quer durch den Jura deutlich ausgeprägt; die gewaltige alpine Gebirgsbildung hat diese Senke nicht zu verwischen vermocht, im Gegenteil, es bedingt dieselbe wesentliche Züge im Bau der Alpen. Sie kommt zum Ausdruck in der Art der Verteilung der Molassehorizonte in der Mittelschweiz; an dieser Senke brechen am Thunersee die helvetischen Kalkalpen ab, in ihr liegen die exotischen Massen der Freiburgeralpen und die Deckscholle der Dent blanche. Aarmassiv und Montblancmassiv ebenso wie Monte Rosa und Gran Paradiso sind seitlich des Grabens stehende Horste genau wie Schwarzwald und Vogesen. Quer durch Europa, von der Südostecke der Nordsee, wo Weser und Elbe in dieselbe einmünden, bis ins Ligurische und Thyrrhenische Meer, von Bremerhaven bis Genua, verfolgen wir diese tektonische Leitlinie, und Basel ist einer ihrer markantesten Punkte.

Es ist Sitte, daß der Geschäftsführer in seinen einleitenden Worten auch der Geologen gedenkt, die an seinem Heimatsort gewirkt haben. Im Jahre 1902 hat Herr Dr. ED. GREPPIN einen Katalog der in der geologischen Sammlung des Museums aufbewahrten paläontologischen Originalien veröffentlicht, damals waren es 1768 Stücke, heute sind es weit über 2000. In der zweiten Hälfte des 18. Jahrhunderts wurde der Grundstock zu unseren Sammlungen gelegt. HIERONYMUS D'ANNONE, Pfarrer in Muttenz, vermachte im Jahre 1768 der Universität die von ihm selbst im Kanton Basel gesammelten Petrefakten; der im Jahre 1804 verstorbene Professor JOH. JAC. D'ANNONE schenkte ebenfalls seine bedeutende Sammlung. In den Jahren 1748—63 schrieb DANIEL BRUCKNER J. U. L., Registrator des Gr. Rats und Mitglied der deutschen Gesellschaft in Basel, sein sechsbändiges Werk: Versuch einer Beschreibung historischer und natürlicher Merkwürdigkeiten der Landschaft Basel. Während — wie er sagt — indem er nebst den historischen auch die natürlichen Merkwürdigkeiten zu verhandeln versprochen habe, er zum voraus gestehe, daß er sich, besonders in Ansehung der Kräuter, der gütigen und erleuchten Beyhilfe guter Freunde bedient habe — ist andererseits die Bearbeitung der Petrefaktenfunde sein eigenes Werk. In sechs Bänden finden wir Versteinerungen fast aller unserer Formationen abgebildet und deren Fundort beschrieben. Die Sammlung von

Prof. D'ANNONE hat dem berühmten Werke von KNORR und WALCH eine große Anzahl von Originalien geliefert.

Über ein halbes Jahrhundert war es PETER MERIAN, dem wir es verdanken, daß Basel einen hellen guten Klang hatte überall, wo von Geologie die Rede war. Ich muß es mir versagen, die Verdienste PETER MERIANs hier zu würdigen. Den deutschen Geologen ist er wohlbekannt. Er hat mitgewirkt, als im Jahre 1848 über die Gründung unserer Gesellschaft beraten wurde. Häufig nahm er an ihren Versammlungen teil, in Tübingen, 1853, war er Vorsitzender.

Meine Herren! Im geologischen Sammlungssaal, auf diesem Stockwerk, steht ein Schrank mit den Originalstücken zu dem Werke PETER MERIANs: Beiträge zur Geognosie aus den Jahren 1821 und 1831. Dabei liegt ein Exemplar des Buches, dessen Seitenränder vollgeschrieben sind von PETER MERIANs Hand mit den Nummern der Belegstücke. Wir besitzen sieben große Quartbände, den von PETER MERIAN geführten Katalog unserer Versteinerungen. Jede Art ist kritisch bestimmt, eine Reihe paläontologischer Monographien enthalten diese Kataloge. — Gehen Sie auf unsere Universitätsbibliothek; kein geologisches Werk aus den Zeiten PETER MERIANs fehlt, jedes ist von seiner Hand signiert und trägt den Vermerk: „Geschenk von PETER MERIAN.“ Ich habe PETER MERIAN ein einziges Mal flüchtig gesehen, zur Zeit, als die Bibliothek noch hier im Museum war. Hoch oben auf einer langen Bücherleiter, ein großes Pack Bücher unter dem Arm, den Zigarrenstummel im Munde, stand der 80jährige.

PETER MERIAN wurde im Jahre 1820 Professor der Physik und Chemie an der Universität Basel. Im Jahre 1835 wurde SCHÖNBEIN sein Nachfolger. PETER MERIAN war Ratsherr, ihm kam zu bis 1865 die Leitung des öffentlichen Erziehungswesens, bis 1867 diejenige der Universität. Jede andere Bezeichnung als „Ratsherr“ wäre für ihn zu klein und unzulänglich gewesen.

Eine Lehrstelle für Mineralogie und Geologie wurde im Jahre 1866 geschaffen, und ALBRECHT MÜLLER, der durch mustergültige Untersuchungen im Basler Jura seine Tüchtigkeit erwiesen, wurde Inhaber des Lehrstuhles, den er bis 1890 innehatte.

Ich brauche es Ihnen wohl nicht erst ins Gedächtnis zurückzurufen, daß in Basel LUDWIG RÜTMEYER während 40 Jahren gelehrt und geforscht hat.

Die Lebensfähigkeit wissenschaftlichen Bestrebens an einem Ort dokumentiert sich vor allem darin, daß nicht nur

derjenige, dessen Amtes es ist, in ernster Arbeit seine Kraft in den Dienst der Wissenschaft stellt. JEAN BAPTISTE GREPPIN, VICTOR GILLIÉRON waren Basler Geologen. Ich begrüße in unserer Mitte unsere Mitarbeiter und Freunde Dr. GUTZWILLER, Dr. ED. GREPPIN, Dr. HANS STEHLIN, Dr. E. BAUMBERGER, Dr. FR. JENNY.

Wenn ich zurückblicke auf die 19 Jahre, die verflossen sind, seitdem ich an dieser Stelle meine Antrittsvorlesung als Privatdozent hielt, so ist ein Gefühl in erster Linie in mir herrschend: die Dankbarkeit gegenüber meinen Schülern, von denen drei mit mir als Lehrer an der Universität wirken. Die Aufgaben, die zu bewältigen das Leben uns bringt, sind groß und vielverzweigt. Gar manches muß angefangen werden, und gelegentlich auch wird etwas fertig, meist erst Monate, öfter noch Jahre erst, nach dem geplanten oder notwendigen Termin. Es gereicht mir zur großen Freude, Ihnen das Resultat unserer Studien im Simplongebiet, die ich im Jahre 1892 begann, in gewisser Form abgeschlossen, vorlegen zu können. Es freut uns, daß es uns möglich ist, Sie zu führen von Basel bis Arona auf ununterbrochener Spur der Tätigkeit von Basler Geologen.

Meine Herren, Sie werden unsere Sammlungen und Institute in Basel eng und klein finden. Es war früher noch enger, noch kleiner als heute, und doch ist erfolgreich gearbeitet worden. Im Jahre 1866 erst ist an der damals 406 Jahre alten Universität eine Professur für Mineralogie und Geologie gegründet worden. Eigene Lehrmittel gab es keine. Ein Institut entstand ganz allmählich. Die „Mineralogische und Geologische Anstalt der Universität“ datiert aus dem Jahre 1895. Im Jahre 1899 wurde ein kleines Haus bezogen: die geologische Klubhütte auf dem Mons monasterii basiliensis. Beängstigend wurde dort die Enge — aber nun können Sie dort über einem Türpfosten die bedeutungsvolle Inschrift lesen:

Trafo
27 di Maggio 1907
alle ore 11⁴⁵.

Meinen wärmsten Dank möchte ich auch hier den hohen Behörden abstatten, die es uns ermöglicht haben, in kürzester Zeit dem Geologischen Institut der Universität und zugleich einem großen Teil der geologischen Sammlungen des Museums ein schönes Heim zu schaffen. Jetzt haben wir Raum, beneiden sogar wird uns der eine oder andere unter Ihnen — aber wie bald wird es wieder eng und enger werden. Spinnen

wir ruhig unser Leinen, füllen wir die Kasten mit Steinen, und trösten wir uns damit, daß der größte Idealist aller Zeiten es aussprach:

Wir, wir leben, unser ist die Stunde,
Und der Lebende hat recht.

Meine Herren! Zum Kampf der Wagen und Gesänge sind Sie hierher gekommen. Nochmals heiße ich Sie herzlichst „Willkommen“. Weit dehnt sich die Arena, und viel ertragen und tun, hungern und dürsten muß derjenige, der die Meta erreichen will. Groß möge sein der Wohllaut der Gesänge in diesem Saale!

Zum Vorsitzenden wird Herr ROTHPLETZ gewählt.

Im Namen der Baseler Regierung wird die Versammlung von Herrn Regierungsrat Dr. ALBERT BURCKHARDT, im Namen der Universität von dem derzeitigen Rektor, Herrn Professor JOHN MEIER, im Namen der Schweizer geologischen Gesellschaft von deren Präsidenten, Herrn Prof. Dr. BALTZER-Bern, im Namen der Baseler naturforschenden Gesellschaft von deren Vizepräsidenten, Herrn Dr. HANS STEHLIN-Basel begrüßt.

Zu Schriftführern werden die Herren BROILI, BUXTORF und STILLE ernannt.

Durch Tod hat unsere Gesellschaft seit der letzten Hauptversammlung folgende Mitglieder verloren:

Prof. BRACKEBUSCH,
Prof. CHELIUS,
Cand. geol. BRANDES,
Berghauptmann v. DETTEN,
Prof. Frhr. v. FRITSCH,
Prof. K. KLEIN,
Dr. v. KNEBEL,
Dr. OTTO LANG,
Geh. Bergrat MÜLLER,
Konsul OCHSENIUS,
Prof. SCHELLWIEN,
Generaldirektor SCHRADER.

Die Versammlung erhebt sich zur Ehrung der Verstorbenen.

Als neue Mitglieder werden aufgenommen:

- Herr Bergingenieur J. H. VERLOOP zu Basel, vorgeschlagen von den Herren SCHMIDT-Basel, BALTZER, BUXTORF;
- Herr Professor PRESSEL zu München, vorgeschlagen von den Herren OEBBECKE, WEBER, BEYSCHLAG;
- Herr Dr. T. F. HUBRECHT, Assistent an der Technischen Hochschule zu Delft, vorgeschlagen von den Herren MOLENGRAAF, JENTZSCH, KRAUSE;
- Herr Dr. PAUL ANSMANN, Assistent an der Bergakademie zu Berlin, vorgeschlagen von den Herren RAUFF, SCHEIBE, EBERDT;
- Herr Prof. BIEREYE zu Gr.-Lichterfelde, vorgeschlagen von den Herren RAUFF, POTONIÉ, BAUM;
- Herr Bergingenieur Dr. FRANZ WILMER in Heinrichsberg (Bezirk Magdeburg), vorgeschlagen von den Herren ZIMMERMANN, BALTZER, SCHMIDT-Basel;
- Herr Bergingenieur E. C. ABENDANON im Haag, vorgeschlagen von den Herren MOLENGRAAF, WICHMANN, SCHMIDT-Basel;
- Herr Prof. Dr. ULRICH GRUBENMANN zu Zürich, vorgeschlagen von den Herren HEIM, BALTZER, SCHMIDT-Basel;
- Herr cand. ing. HUGO STRELIN in München, vorgeschlagen von den Herren WEBER, FRENTZEL, OEBBECKE;
- Herr stud. rer. nat. KESSLER in Saarbrücken, vorgeschlagen von den Herren JENTZSCH, BEYSCHLAG, EBERDT;
- Herr Dr. WILHELM FREUDENBERG in Weinheim (Baden), vorgeschlagen von den Herren SALOMON, BOTZONG, BODE;
- Herr cand. geol. OSCAR ERICH MEYER in Breslau, vorgeschlagen von den Herren FRECH, VOLTZ, WYSGÓRSKI;
- Herr Bergingenieur VAN LIER in Basel, vorgeschlagen von den Herren MOLENGRAAF, SCHMIDT, BEYSCHLAG;
- Herr stud. rer. nat. KURT BUSSE aus Hannover, z. Zt. Bonn, vorgeschlagen von den Herren STEINMANN, TILMANN, WANNER;
- Herr wissenschaftlicher Hilfslehrer Dr. JAKOB KRAENCKER in Straßburg (Elsaß), vorgeschlagen von den Herren VAN WERVEKE, SCHUMACHER, WEIGAND;
- Herr Bergreferendar HASSLACHER, z. Zt. Goslar, vorgeschlagen von den Herren HAARMANN, STILLE, MESTWERDT.

Herr BAUMHAUER sprach über die Mineralien des Binnentals (Kanton Wallis).

Vortragender gab eine gedrängte Übersicht über die mannigfaltigen, meist prächtig kristallisierenden Mineralien des Binnentals, unter Vorlegung einiger besonders schöner, neuerdings gefundener Exemplare, namentlich von flächenreichem Bergkristall und von Zinkblende. Im Gneis, den Schiefen und im weißen zuckerkörnigen Dolomit treten hier über 50 verschiedene Mineralarten auf, von welchen etwas eingehender die Sulfosalze (Sulfarsenite) aus dem Dolomit behandelt wurden. Dieselben lassen sich (einschließlich des in Binn nicht beobachteten Gütermanits) in folgender Weise übersichtlich zusammenstellen:

Skleroklas	Pb S. As ₂ S ₂	Smithit Ag, S. As ₂ S ₂ Hutchinsonit Trechmannit
Livsingit	5 Pb S. 4 As ₂ S ₂	
Baumhauerit	4 Pb S. 3 As ₂ S ₂	
Rathit	3 Pb S. 2 As ₂ S ₂	
Dufrénoysit	2 Pb S. As ₂ S ₂	
[Gütermanit	3 Pb S. As ₂ S ₂]	Proust 3 Ag, S. As ₂ S ₂ Binnit 3 Cu, S. As ₂ S ₂ Seligmannit 2 Pb S. Cu, S. As ₂ S ₂ (?)
Lengenbachit	7 Pb S. 2 As ₂ S ₂	
Jordanit	4 Pb S. As ₂ S ₂	
		Marrit

Von Hutchinsonit, Trechmannit, Seligmannit und Marrit wurden noch keine quantitativen Analysen ausgeführt, doch kommt dem Seligmannit sehr wahrscheinlich die beigegefügte Formel zu. Antimon wurde nachgewiesen im Rathit, Silber im Skleroklas, Lengenbachit, Baumhauerit, Rathit und Dufrénoysit, Thallium (20%) im Hutchinsonit. Letzterer wie auch Trechmannit schließen sich nach ihren äußeren Eigenschaften an Smithit an, Marrit an Jordanit. In der Reihe Skleroklas bis Jordanit wird stets eine Formel durch Addition der beiden benachbarten erhalten.

Der Vortragende machte dann auf das merkwürdige vereinzelte Vorkommen seltener Elemente im Binnental (Thallium im Hutchinsonit, Cerium und Lanthan im Turnerit, Yttrium im Xenotim) aufmerksam und knüpfte hieran Betrachtungen über die mögliche Entstehungsweise dieser Elemente an, hinweisend auf die neuesten, so überraschenden RAMSAYSchen Entdeckungen. Vermutend, daß manche hier auftretenden Mineralien radioaktiv sein könnten, veranlaßte er Herrn Prof. GÖCKEL in Freiburg (Schw.), hierüber Versuche anzu-

stellen. Soweit sich jetzt schon hierüber etwas mitteilen läßt, ist zu bemerken, daß der Skleroklas, an welchem die ersten Versuche angestellt wurden, in der Tat ein eigentümliches radioaktives Verhalten zeigt (er gibt eine Emanation ab); weitere Versuche sollen in nächster Zeit ausgeführt werden. Es ist überhaupt wahrscheinlich, daß das Vorkommen gewisser seltener Elemente in den Mineralien oder das spurenweise Erscheinen von Stoffen in denselben in Zukunft das Interesse der Forscher weit mehr als bisher erwecken und zu wichtigen Untersuchungen anregen wird. Es ist sehr wohl möglich, daß sich dabei bedeutsame Fingerzeige hinsichtlich unserer Vorstellung von der Entstehung der Elemente ergeben werden.

Herr WILCKENS verliert ein Manuskript des Herrn G. STEINMANN über Alpen und Apennin.

Nachdem viele schwierige Probleme der Alpengeologie mit Hilfe der Deckentheorie ihrer Lösung nähergebracht worden sind, richtet sich der Blick naturgemäß auf die Gebirge von alpinem Charakter, die die unmittelbare Fortsetzung der Alpen bilden, auf Karpathen und Apennin. Für beide hat LUGEON eine neue Deutung nach Art der alpinen Verhältnisse zu geben versucht, der zwar ein hoher Grad von Wahrscheinlichkeit zukommt, die aber doch — besonders von DISTEFANO für den südlichen Apennin — bestritten worden ist. Im nördlichen Apennin, den ich durch mehrfache Besuche kennen gelernt habe, scheinen mir die Verhältnisse sehr einfach und sehr überzeugend für die Richtigkeit der Deckentheorie zu liegen. Ja, ich glaube, daß eine kurze Schilderung dieser Verhältnisse jener Theorie vielleicht ebensoviel Anhänger zuführen wird, als es die bisherigen Arbeiten über den viel verwickelteren Bau des Alpengebirges getan haben.

Wir beginnen unsere Betrachtungen am besten mit den Südalpen. Der dinarische Anteil des Gebirges zeigt nicht den verwickelten Deckenbau der eigentlichen Alpen; vielmehr stellt sich immer deutlicher heraus, daß SUESS recht hatte, als er vor langen Jahren den Gegensatz betonte, der zwischen den Südalpen und den (Zentral- und) Nordalpen vorhanden ist. Denn auch die verhältnismäßig unbedeutenden Überschiebungen, die BALTZER in der Gegend des Iseosees gesehen zu haben glaubte, werden neuerdings wieder unsicher. So faßt TILMANN in seiner jüngst erschienenen Arbeit seine Beobachtungen im Gebiete des Val Trompia dahin zusammen, daß der BITTNERsche Ausdrück „Brüche mit Überschiebungerscheinungen“ die Tektonik

jenes Gebietes am besten zum Ausdruck bringt, und er führt diese Lagerungsverhältnisse auf ein allgemeines Einsinken des Gebirges nach Süden zurück, „wobei das Ganze durch Brüche in getrennte Schollen zerlegt wurde, die sich aufwölbten und teilweise schwach aufeinander geschoben wurden.“ Mit einer derartigen Vorstellung wird man, wie mir scheint, den Lagerungsverhältnissen in den Dinariden vollständig gerecht, gleichgültig, ob man als Ursache eine Hebung mit oder ohne nachfolgendes Einsinken annimmt.

Bekanntlich ändert sich im Westen des Comer Sees der facielle Charakter der südlichen Kalkzone nicht unerheblich. Die Eruptivgesteine der karnischen Stufe verschwinden mit dem Fossilreichtum dieser Stufe, und eine fast ganz geschlossene Kalk-Dolomitmasse umfaßt die ganze Trias, wie das in manchen Teilen der nördlichen Kalkzone, besonders auch in Bünden, der Fall ist. Die von v. BISTRAM beschriebenen dunklen, an Spongien und Radiolarien reichen Mergelkalke des Unterlias im Val Solda erinnern, wie UHLIG bemerkt hat, auffallend an die ähnlichen Vorkommnisse des Schafberges im Salzkammergut. Die Tithonkalke mit Cephalopoden machen allmählich einer nur Aptychen führenden Radiolaritmasse Platz. Die Scaglia wird sandig, und bei Sirone erscheint das bekannte Hippuriten führende Konglomerat, das lebhaft an die Gosau-bildungen erinnert. Mit andern Worten, es mischen sich den Merkmalen der südalpinen Facies solche der nordalpinen bei, die Nordalpen beginnen faziell auf die Südalpen überzugreifen. Da aber die Kalkzone der Dinariden allgemein gegen S und am Langensee auch gegen SW unter den jungen Anschwemmungen des padanischen Tieflandes verschwindet, so können wir dieses facielle Ineinandergreifen nicht weiter verfolgen; wir dürfen uns aber nicht wundern, wenn wir beim Aufsuchen der Fortsetzung gegen SW oder S dieser Erscheinung wieder begegnen. Es empfiehlt sich daher, für unsere ferneren Betrachtungen eine gemeinsame Bezeichnung für die nord- und südalpine Kalkfacies zu verwenden; wir wollen sie kurz hin mit dem früher verwendeten Namen austroalpine bezeichnen.

Wo im S der Poebene zwischen Alessandria und Parma das vormiocäne Gebirge wiederauftaucht, suchen wir vergeblich nach den Kalken und Dolomiten der Ostalpen. Denn fast der ganze ligurische und der nordwestliche Teil des toskanischen Apennins werden aus den bekannten Schiefergesteinen der Argille scagliose, des Alberese und Macigno mit den bekannten Einschaltungen der ophiolithischen Eruptiva gebildet, und erst in der Kalkkette von Spezia, in den

Apuanischen Alpen und an einigen wenigen, nördlich davon gelegenen Punkten tritt das austroalpine Kalkgebirge wieder hervor. Bis dahin bleibt es unter den mächtigen, merkwürdigen Schiefergesteinen verborgen.

Bei Porto Venere streicht in südöstlicher Richtung die erste größere Kalkkette ins Ligurische Meer hinaus. Kalke der Obertrias, des Jura und die Scaglia der Kreide fallen gegen SW, und das Hangende der Kreide wird in konkordanter Auflagerung von dem Sandstein des Macigno gebildet, dem nach seiner Fossilführung mit Recht ein mittel- oder ober-eocänes Alter zugeschrieben wird. Dieser aber verschwindet überall unter mächtigen Schiefer- und Ophiolithgesteinen. Das gleiche Verhältnis beobachtet man in den Apuanischen Alpen. Ihr elliptischer Kern aus kristallinem Gestein wird allseitig von Trias, diese von Jura und Kreide umgürtet, und auch hier legt sich stets Macigno normal auf die Scaglia. Aber auch hier taucht der Macigno als jüngstes Glied der Kalkkette überall unter die Schiefer unter.

Wer diese Überlagerung des Macigno durch die Schiefergesteine als ein normales Verhalten betrachtet, ist auch berechtigt, die Schiefergesteine mit all ihren fremdartigen Einschaltungen von Radiolarit und ophiolithischen Gesteinen als alttertiär anzusprechen, wie das von der Mehrzahl der italienischen Geologen auch heute noch geschieht. Immerhin aber muß Bedenken dagegen das Vorkommen von kretazischen Fossilien erregen, das an verschiedenen Stellen des Schieferapennins beobachtet worden ist. SACCO hat sich deshalb, und weil in der normalen Schichtfolge des Alttertiärs der Colli torinesi die Schieferserie überhaupt keinen Platz findet, schon vor längerer Zeit gegen das tertiäre und für ein kretazisches Alter ausgesprochen, ohne aber den Widerspruch aufklären zu können, der in der Überlagerung des eocänen Macigno durch die Schieferserie gegeben ist.

Diese Schwierigkeiten fallen von selbst fort, wenn wir den Apennin im Lichte der alpinen Deckentheorie betrachten. In den Alpen hat sich ergeben, daß die durch fossilarme Schiefer, Radiolarit und Ophiolithe ausgezeichnete rhätische Decke, die ein Glied der lepontinischen Deckenserie bildet, stets scharf von den Gesteinen der ostalpinen Serie geschieden und von diesen deckenartig überschoben ist. Da der allgemeinen Auffassung nach die Faltungsrichtung im Apennin der der Alpen entgegengesetzt ist, so ist, wenn auch der Apennin Deckenstruktur besitzt, ein umgekehrtes Verhältnis der beiden Deckensysteme zu erwarten. Das lepontinische darf nicht

unter dem austroalpinen liegen wie in den Alpen, sondern es muß sich darüber befinden. Weiter folgt daraus, daß, wenn inmitten des lepontinischen Deckensystems eine ringsum vereinzelte Insel des austroalpinen erscheint, diese nur in einem Fenster des lepontinischen erscheinen kann. Die Berge um Spezia, die Apuanischen Alpen, die Monti pisani und die zahlreichen kleinen Kalkberge des toskanischen Apennins tragen aber durchgängig den Charakter von Fensterklippen, nicht von Deckklippen, d. h. sie werden allseitig von der Schiefer-Radiolarit-Ophiolithserie ummantelt und tauchen unter sie unter, wo überhaupt ihr Verhältnis zu einander zu beobachten ist.

Suchen wir nach weiteren Beweisen für die Richtigkeit dieser Auffassung, so finden wir sie einerseits in der Stratiographie der Schieferserie, andererseits in dem Verhalten der Ophiolithe. Kreide ist sicher in der Schieferserie vertreten, das beweisen die mehrfach gefundenen Fossilien. Doch darf man deswegen nicht die ganze Schieferserie der Kreide zuweisen, wie SACCO dies tut. Vielmehr kann dem Radiolarit, wie ich früher schon ausführlich dargetan habe, nach Analogie mit den alpinen Verhältnissen nur ein oberjurassisches Alter zuerkannt werden. Das Alter der fossilereichen Schiefer, die einen so erheblichen Anteil an der Zusammensetzung dieser Schichtfolge bilden, kennen wir zwar nicht, aber wer in den Alpen die Schiefer gesehen hat, die mit den Ophiolithen und mit dem Radiolarit gesetzmäßig vergesellschaftet auftreten, ist erstaunt über die frappante Ähnlichkeit mit gewissen Teilen der Argille scagliose usw., die fast ebenso vollständig ist wie bei den Ophiolithen. Aus all diesem darf man aber schließen, daß der Schieferkomplex des Apennin nicht eine Formation, sondern eine série compréhensive umfaßt, wie in den Alpen. Ist das aber der Fall, so kann er nur durch deckenartige Überschiebung gesetzmäßig in das Hangende des jüngsten Gliedes des Kalkapennins gebracht worden sein.

Werden die Ophiolithe als wurzelnde, d. h. wesentlich an den Stellen, wo sie sich heute finden, emporgestiegene Massen aufgefaßt, so erscheint der größte Teil des ligurischen und toskanischen Apennins von Eruptivschloten geradezu durchlöchert. Denn selbst die vollständigsten der bestehenden Übersichtskarten geben keinen richtigen Begriff von der ungeheuren Zahl einzelner Vorkommnisse. Wie merkwürdig nimmt sich nun angesichts dieser fast allgemeinen Verbreitung jener Eruptiva die anscheinend bisher noch nicht vermerkte Tatsache aus, daß im Kalkapennin von Ligurien und Toskana, besonders auch dort, wo die Gesteine der austroalpinen Facies

auf weite Strecken allein herrschen, wie in den Apuanischen Alpen, nicht ein einziger Ophiolithdurchbruch zu beobachten ist! Sie treten ja mancherorts, z. B. bei Casale am Nordende der Kalkkette von Spezia, hart an diese heran, durchbrechen sie aber nie, auch nicht ihr jüngstes Glied, den sicher eocänen Macigno! Demnach verhalten sich die Ophiolithe hier im Apennin ähnlich wie in den Iberger Klippen, sie sind auf eine hangende Schichtserie beschränkt, der liegenden dagegen fremd.

Alle diese Verhältnisse werden nur durch die Vorstellung begreifbar, daß im nördlichen Apennin ein lepontinisches Deckensystem, i. B. ein der rhätischen Decke zum Verwechseln ähnlicher Komplex (in dem sogar die Blöcke von Julierartigem Granit nicht fehlen) über eine Unterlage von austroalpinen Gesteinen ausgebreitet liegt, und daß diese Unterlage in Ligurien und Toskana wohl nur infolge nachträglicher Auffaltung in der Form inselartiger Fensterklippen und erst im umbrischen Apennin und weiter südlich als primär unbedecktes Gebirge sichtbar wird.

Wo liegt nun die Wurzel des lepontinischen Deckensystems, und wie weit breitet sich dieses senkrecht zum Streichen des Gebirges aus? Vom Ursprung des Tibertales, NO von Arezzo, wo noch Ophiolithe sichtbar sind, bis zum Monte Cavi bei Campiglia Maritima, wo hart an der Küste des ligurischen Meeres eine austroalpine Kalkmasse aus der Decke der Schiefergesteine auftaucht, sind 140 km. Das ist also das geringste Ausmaß der lepontinischen Decke auf dem Festlande; aber von hier bis Elba, wo vielleicht der tertiäre Granit ähnlich wie die Tonalite der Alpen die innere Grenze der Überschiebung markiert, zählt man noch einmal 40 km, und denkt man sich die Ostküste von Korsika, wo Ophiolithe reichlich auftreten, als die Wurzelregion, so würde sich der Betrag der Überschiebung auf insgesamt 260 km erhöhen. Die apenninischen Überschiebungen stehen also keineswegs hinter den alpinen zurück.

Erst wenn wir die wurzellose Natur des gesamten Schieferapennins erkannt haben, können wir uns eine richtige Vorstellung von dem Auftreten und den Verbandsverhältnissen seiner Gesteine sowie von deren ursprünglicher Heimat machen. Die ophiolithischen Eruptiva sind nun für uns keine wurzel-echten Durchbrüche mehr, sondern linsenförmige „Einschalungen“, die durch den Überschiebungsvorgang vielfach aus ihrem ursprünglichen Verbands mit den umgebenden Sedimenten gelöst wurden. Das ist aber nicht nur von rein geologischer, sondern auch von großer technischer Bedeutung, wie

z. B. der Fortgang der Arbeiten in der bekannten Kupferlagerstätte von Monte Catini bei Volterra aufs deutlichste bewiesen hat. Hier ist ja der positive Nachweis erbracht worden, daß die Eruptivmassen und mit ihnen die Lagerstätte nur als Linsen in den Schiefen schwimmen, nicht aber in die Tiefe fortsetzen.

Die Wurzelregion des lepontinischen Deckensystems des Apennins muß, wie bemerkt, weit im Westen, auf Elba oder Korsika gesucht werden. Es kann kaum bezweifelt werden, daß die dortige Ophiolith-Grünschieferzone die Fortsetzung der *pietri verdi* der Alpen bildet. Führt man nun die hundert und mehr Kilometer weit in den Alpen gegen N, im Apennin gegen NO vorgeschobene lepontinische Deckenserie auf ihr Ursprungsgebiet zurück, so ergibt sich ein ursprünglich bogenförmiger Verlauf des lepontinischen Faciesgebietes, der den heutigen Verlauf der beiden Gebirgszüge in einfacher Gestalt, eben unter Abzug der durch Deckenüberschiebung hervorgebrachten Ausladungen gegen den Außenrand, vorzeichnet. Die bogenförmige Anlage der Gebirge muß also schon in mesozoischer Zeit durch verschiedene Beschaffenheit der einzelnen Faciesgebiete vorgebildet gewesen sein, und die Frage nach den Ursachen der Anlage der tertiären Kettengebirge in Europa wird damit wohl viel weiter zurückgeschoben, als man bisher angenommen hat. Was für Alpen und Apennin schon jetzt einigermaßen klar hervortritt, dürfte aber in gleicher Weise für das ganze alpine Gebirgssystem in Europa Geltung besitzen, und für die Verfolgung dieser Verhältnisse scheint keine Deckenserie so bequem verwendbar zu sein als gerade die lepontinische und in dieser die durch die Symbiose ophiolithischer Eruptiva und oberjurassischer Radiolarite ausgezeichnete rhätische Decke.

Viel klarer und einfacher als in den Alpen kann der deckenartige Aufbau im Apennin verfolgt werden. Hier sieht man nur zwei Deckensysteme (oder Decken) in deutlicher Überlagerung: das austroalpine und das lepontinische. Aber auch das Alter der Deckenüberschiebungen tritt hier noch klarer hervor als in den Alpen. Für das Gebiet der nord-schweizerischen Klippen hat schon QUEREAU den Zeitpunkt der beiden großen tertiären Dislokationsphasen festlegen können: die Überschiebungsphase im Oligocän, die Faltungsphase im Nachmiocän. Neuerdings hat A. HEIM jr. den Versuch gemacht, auch die Überschiebungsphase ins Pliocän zu verlegen, wie mir scheint, auf Grund von Tatsachen, die eine doppelte Auslegung gestatten und daher nicht zwingend sind. Im Algän

glaubt TORNUST Beweise gegen die HEIMSche Annahme gefunden zu haben. Im Apennin läßt sich diese Frage leicht entscheiden, auch für die Alpen, sofern man nicht für die beiden Gebirge trotz ihres Zusammenhanges und der Übereinstimmung so vieler Verhältnisse eine ganz verschiedene Geschichte annehmen will. Das Miocän transgrediert (wohl schon mit der aquitanischen Stufe) über die fertige lepontinische Decke am Ostabhang des Apennins; die miocänen Gebilde sind aber mit von der Faltung betroffen, und diese hat einige größere Antiklinalen im Gebirge aufgewölbt und dadurch die Fensterklippen der Berge um Spezia, der Apuanischen Alpen usw. geschaffen.

An der Diskussion beteiligen sich die Herren BALTZER, TILMANN, SCHMIDT-Basel, ROTHPLETZ, WILCKENS.

Zum Vorsitzenden für die Sitzung am 10. August wird Herr BALTZER gewählt.

Schluß der Sitzung 12 $\frac{1}{4}$ Uhr.

v. w. o.

C. SCHMIDT. A. ROTHPLETZ. BUXTORF. BROILI. STILLE.

Protokolle der Sitzungen vom 10. August 1907.

Vor der allgemeinen Sitzung fand eine gemeinschaftliche Sitzung des Vorstandes und Beirats statt. Eine solche war im Vorjahre nicht beschlußfähig, da der Beirat nicht genügend vertreten war. Es wurde in der Sitzung, wie folgt, verhandelt:

Protokoll der Vorstands- und Beirats-Sitzung der
Deutschen geologischen Gesellschaft am 10. August 1907
zu Basel.

Anwesend sind die Herren BEYSLAG, EBERDT, JENTZSCH, KALKOWSKY, KÜHN, KRAUSE, KRUSCH, RAUFF, ROTHPLETZ, SAUER, C. SCHMIDT, WICHMANN. Vorsitzender Herr BEYSLAG eröffnet die Versammlung.

Herr ROTHPLETZ erläutert und begründet den von ihm und Genossen gestellten Antrag. Er schlägt vor, daß statt des jetzt aus 6 Herren bestehenden Beirats ein aus etwa 20 zusammengesetzter gewählt werden solle, der über die einzelnen deutschen Gaue und Staaten zu verteilen sein würde. Dieser solle dann den Vorstand wählen. Er bespricht ferner den Gedanken, Sektionen der Gesellschaft in den einzelnen deutschen Gauen zu begründen, um dadurch Mitglieder zu werben.

Herr BEYSCHLAG verliest den Antrag ROTHPLETZ und Genossen, um festzustellen, daß darin über die Änderung des Wahlmodus keine Anregung gegeben sei, und weist auf die beständige Zunahme der Mitgliederzahl hin.

Herr SAUER, ein Mitunterzeichner des Antrages, pflichtet Herrn BEYSCHLAG bei. Er weist ferner darauf hin, daß z. B. aus Württemberg eine Mitgliederzunahme von Bedeutung deswegen nicht zu erwarten sei, weil der Vaterländische Verein für Naturkunde dort die geologischen Bestrebungen in sich umfasse. Es wäre daher dort auch keine Aussicht auf Begründung einer Sektion. Das Beispiel der Deutschen Chemischen Gesellschaft zeige, daß ein Wechsel des Sitzes des Vorstandes nicht von Vorteil sei.

Herr BEYSCHLAG weist darauf hin, daß bereits vor einigen Jahren bei der Statutenberatung diese von den Herren ROTHPLETZ und Genossen angeregten Fragen erörtert seien, aber als nicht durchführbar abgelehnt wurden.

Die Gründung von örtlichen Sektionen in geeigneten Gebieten sei mit Freuden zu begrüßen.

Herr KALKOWSKY deutet darauf hin, daß ein Vergleich unserer Gesellschaft mit den sehr Mitglieder starken englischen und französischen nicht zulässig sei, weil es sich um Länder mit strafferer geologischer Organisation handle. Die Gründung von Gauverbänden bedrohe die örtlichen naturforschenden Vereine und Gesellschaften in ihrem Bestehen.

Herr KRUSCH ist der Meinung, daß durch eine Statutenänderung nicht das gewünschte Ziel der Mitgliederzunahme erreicht würde.

Herr JENTZSCH spricht sich gegen die indirekte Wahl, die Herr ROTHPLETZ angeregt hat, aus. Der Gedanke örtlicher geologischer Sektionen sei ihm sehr sympathisch. Er macht dahingehende Vorschläge. Er regt an, daß eine Kommission zu ernennen sei, um die heute gegebenen Anregungen im Laufe des Jahres zu prüfen.

Herr EBERDT macht darauf aufmerksam, daß die Zunahme der Mitglieder sich fortschreitend entwickelt habe und wesentlich von solchen außerhalb Berlins erfolgt sei. Er macht ferner

die Mitteilung des Herrn STUTZER bekannt, daß sich in Freiberg i. S. eine geologische Gesellschaft mit 52 Mitgliedern vor kurzem gebildet habe.

Herr ROTHPLETZ ist der Ansicht, daß die Generalversammlung eine Kommission wählen solle, um im laufenden Jahre die Anregungen zu erörtern und zu klären.

Herr BEYCHLAG schlägt dafür den Beirat vor.

Er macht ferner die Mitteilung, daß Herr KALKOWSKY für das nächste Jahr die Gesellschaft zur Versammlung nach Dresden einlade.

Eine Anregung des Herrn REMELÉ, die Zeit der Jahresversammlung etwas später zu legen, wird nicht angenommen.

Mit Rücksicht auf die vorgeschrittene Zeit wird die Sitzung bis zum nächsten Tage vertagt.

v. w. o.

BEYCHLAG. KALKOWSKY. KRUSCH. A. ROTHPLETZ.
C. SCHMIDT. EBERDT. RAUFF. KÜHN. A. WICHMANN.
P. G. KRAUSE.

Protokoll der 2. allgemeinen Sitzung vom 10. August 1907.

Beginn 9 Uhr 15.

Vorsitzender der geschäftlichen Sitzung: Herr BEYCHLAG.

- - wissenschaftl. - - : - BALTZER.

Herr BEYCHLAG eröffnet um 9 Uhr 15 die geschäftliche Sitzung. Er legt den Antrag ROTHPLETZ und Genossen der Versammlung vor und erteilt Herrn ROTHPLETZ das Wort zur Begründung seines Antrages.

Herr BEYCHLAG erwidert und widerlegt die Ausführungen des Herrn Vorredners.

Herr ROTHPLETZ zieht mit Einverständnis der Unterzeichner in Weesen den Weesener Antrag zurück zugunsten seines neuen Antrages. Die Versammlung beschließt demgemäß.

Herr C. SCHMIDT-Basel spricht zu dem Antrag ROTHPLETZ und regt an, die Deutsche geologische Gesellschaft wolle event. mit Hilfe der Königlichen Geologischen Landesanstalt in Berlin oder auch des Internationalen Geologen-Kongresses die Herausgabe des Geologen-Kalenders fortführen und ihn weiter ausbauen. Herr BEYCHLAG verspricht seine Unterstützung.

Herr KALKOWSKY lädt zur diesjährigen Naturforscherversammlung in Dresden ein und bittet als den Ort der nächsten Hauptversammlung der Deutschen geologischen Gesellschaft Dresden zu wählen.

Die Versammlung nimmt diese Einladung an; als Zeit wird wieder der Anfang August festgesetzt.

Auf Vorschlag von Herrn BEYSLAG wählt die Versammlung Herrn KALKOWSKY zum Geschäftsführer der nächsten Hauptversammlung.

Herr KRUSCH erstattet darauf satzungsgemäß Bericht über den Stand der Redaktionsarbeiten:

Im Laufe dieses Jahres, d. h. von der allgemeinen Versammlung in Coblenz bis zu der in Basel, erschienen 11 Monatsberichte (und zwar April 1906 bis Mai 1907) mit 32 Vorträgen und 29 brieflichen Mitteilungen (einschl. der Exkursionsberichte).

Die Monatsberichte Juni-Juli 1907 sind nahezu fertiggestellt und werden in den nächsten 2 Wochen zum Versand kommen.

Seit dem vorjährigen Geschäftsbericht wurden an Vierteljahresheften herausgegeben:

- 1905 Heft 4,
- 1906 Heft 2, 3.
- 1907 Heft 1, 2.

Zusammen 5 Hefte mit 18 Abhandlungen.

Statutengemäß sollen in einem Jahre 9 Monatsberichte und 4 Hefte erscheinen.

Es liegt druckfertig vor Heft 4 1906, das wegen eines Versehens der früheren Druckerei noch zurückgehalten werden mußte.

Heft 3 von 1907 ist so weit gefördert, daß es Mitte September in den Händen der Mitglieder sein wird. Die Rückstände sind also reichlich eingeholt.

Sodann berichtet Herr KRUSCH, daß die Zeitschrift nicht mehr bei der bisherigen Buchdruckerei gedruckt werde, sondern bei der Universitäts-Buchdruckerei von GUSTAV SCHADE (OTTO FRANCKE) in Berlin. Die Hefte und Monatsberichte werden infolgedessen in Zukunft pünktlich erscheinen.

Der Vorsitzende teilt mit, daß am 24. Juli 1907 satzungsgemäß die Revision der Bibliothek von den Vorstandsmitgliedern Herren RAUFF und EBERDT ausgeführt wurde. Das über den Revisionbefund aufgenommene nachstehende Protokoll wird verlesen.

Protokoll über
die am 24. Juli 1907 stattgefundene Revision der Bibliothek
der „Deutschen geologischen Gesellschaft“.

Anwesend die Herren RAUFF und EBERDT.

Es wurden zunächst die Räume der Bibliothek in Augenschein genommen. Diese befanden sich in ordnungsmäßigem Zustande. Die Unterbringung der Bücher und Kartenwerke in Schränken und Regalen war zweckmäßig und durch die Bezeichnung mit kleinen, die Titel usw. angehenden Schildchen eine klar-übersichtliche. Aus dem neuen Katalog heraus wurden einige Stichproben gemacht, die in allen Fällen das Vorhandensein der gesuchten Bände am ordnungsmäßigen Orte ergaben.

Berlin, den 24. VII. 07.

RAUFF. EBERDT.

Sodann berichtet Herr BEYSLAG, daß die Revisionen der Kasse gemäß den Satzungen regelmäßig ausgeführt sind. Die Versammlung ernennt auf seinen Vorschlag zu Revisoren der vom Kassierer erstatteten Jahresabrechnung die Herren VOGEL und GRAESSNER.

Hierauf wurde die geschäftliche Sitzung geschlossen. Herr BALTZER eröffnet darauf die wissenschaftliche Sitzung und erteilt Herrn STROMER VON REICHENBACH das Wort zu seinen Vorträgen.

Herr E. STROMER VON REICHENBACH sprach über
Molukkenkrebse.

Die Molukkenkrebse sind jetzt nur in wenigen sich nahe stehenden Arten im warmen Seichtwasser der Ostküste Nordamerikas bis nach Westindien und Ostasiens bis zu den Molukken nach Süden vertreten. Fossile jedoch sind außer dem *Limulus syriacus* H. WOODWARD 1879 aus der obersten Kreide des Libanon und dem dürftigen Rest des *L. Nathorsti* JACKSON 1906 aus dem Lias (Süßwasser) Schonens sowie dem von EMMONS 1856 erwähnten *Limulus* der Chatham-Stufe (Süßwasser) Nordkarolinas bisher nur in tertiären und mesozoischen Ablagerungen Deutschlands gefunden worden¹⁾.

¹⁾ *L. Decheni* ZINKEN 1863 emend. JOH. BÖHM 1907 Mitteltertiär (brackisch) Teuchern bei Merseburg, *L. Walchi* DESM. 1822 oberster

Wenn auch alle fossilen Arten bis auf den Solnhofener *L. Walchi* nur auf einzelne Exemplare gegründet, also sehr selten sind, so lassen sich doch schon aus diesen dürftigen Kenntnissen einige interessante Schlüsse ziehen.

Zunächst fällt auf, daß sämtliche *Limuli* wie übrigens die ganze Klasse der Merostomata, abgesehen von dem rezenten Molukkenbewohner, nach dem heutigen Stande der Kenntnisse auf die Nordhemisphäre beschränkt sind, und daß die fossilen bis auf die syrische Art nur nördlich des alten Tethys-Ozeans gefunden wurden, sowie daß sie die Lücke der jetzt diskontinuierlich verbreiteten Formen einigermaßen ausfüllen. Noch bemerkenswerter ist aber die Facies, in der sich die meisten fossilen Arten finden. Außer den syrischen und Solnhofener Arten, die in marinen Kalkschiefern vorkommen, und den zwei Arten des Muschelkalkes, der Ablagerung eines Binnenmeeres, stammen sie nämlich alle aus Süß- und Brackwasserschichten und sind dementsprechend öfters mit Resten von Landpflanzen vergesellschaftet. Auch die im Perm und Karbon Europas und des östlichen Nordamerikas verbreiteten Bellinuriden, in welchen wir wohl die unmittelbaren Vorläufer der *Limuli* sehen dürfen, finden sich bis auf ein Exemplar des französischen Oberkarbons nur in solcher Facies.

Man kennt nun eine Reihe von Fällen, in welchen ursprünglich im Meere blühende Tiergruppen bei ihrem Niedergange auf das Süßwasser beschränkt wurden, wie die *Gigantostroma*, *Pleuracanthidae*, *Ganoidei* und *Crocodylia*. Hier liegt der umgekehrte Fall vor, daß die seit dem Karbon hauptsächlich im Süßwasser lebenden Xiphosuren jetzt sich nur noch im warmen marinen Seichtwasser weit getrennter Gebiete erhalten haben, und es ist dabei wohl am Platze, an die Ansicht mancher Zoologen zu erinnern, die für die Molukkenkrebse eine nähere Verwandtschaft zu den luftatmenden und allermeist landbewohnenden Arachnoideen annehmen.

In einer Beziehung endlich scheinen sich die Xiphosuren einer sehr häufig nachgewiesenen Gesetzmäßigkeit unterzuordnen, indem im allgemeinen ein Größerwerden der geologischen jüngeren Formen festzustellen ist, wenn auch bei dem jetzigen

Jura (marine Küstenbildung) Solnhofen, *L. liaso-keuperinus* BRAUN 1860 Rhät (Süßwasser) Bayreuth, *L. vicensis* BLEICHER 1892 Steinmergelkeuper (? brackisch) Lothringen, *L. priscus* MÜNSTER 1843 oberer Muschelkalk (Binnenmeer) Bayreuth, *L. Henckeli* K. v. FRITSCH 1906 unterer Wellenkalk (Binnenmeer) Kösen, *L. Bronni* SCHIMPER 1853 Voltziensandstein (Süß- oder Brackwasser) Vogesen. Ich danke Herrn Prof. BENNECKE in Straßburg für gütige Auskunft betreffs der letztgenannten Art.

Stande der Kenntnis von einer Stammreihe noch nicht gesprochen werden darf. Es erreichen nämlich die rezenten Vertreter bis zu 3 Fuß Länge, und auch der tertiäre *L. Decheni* ist recht stattlich, während die mesozoischen bis auf das Original von *L. giganteus* MÜNSTER 1839 von Solnhofen und von *L. Nathorsti* JACKSON 1906 aus dem Lias von Schonen erheblich kleiner sind, und die paläozoischen *Bellinuridae* höchstens eine Länge von wenigen Zentimetern besitzen. Allerdings ist bei der Seltenheit der Reste nicht zu widerlegen, daß die kleineren fossilen Arten wenigstens teilweise auf unausgewachsene Exemplare begründet sind, wie überhaupt der Zufall der Befunde noch nicht auszuschließen ist.

In der Diskussion wies Herr JOHN M. CLARKE auf das frühe Auftreten von limulusähnlichen Formen (*Proto-limulus*, *Hemiaspis* usw.) hin und betonte, daß sie wahrscheinlich ähnliche Lebensgewohnheit wie der spätere *Limulus* voraussetzen. Redner legte besonderen Nachdruck auf die richtige Beobachtung, daß in marinen Ablagerungen Süßwasser- und Brackwasserformen auftreten, die durch die gewöhnlichen Strömungsprozesse in die See hinausgetrieben sind und gewöhnlich als Glieder der marinen Fauna angesehen werden, in der sie gefunden sind.

Sodann sprach Herr E. STROMER VON REICHENBACH über den ersten Fund eines fossilen dipneumonen Lungenfisches.

Herr H. PHILIPP redete über **Resorptions- und Injektionserscheinungen im südlichen Schwarzwald.**¹⁾

Unter Vorlegung von Handstücken berichtet der Vortragende über Resultate seiner Aufnahmen im südlichen Schwarzwalde in der Gegend des mittleren Wiesetales.

Das Gebiet ist bekannt durch das Auftreten von Gabbro bei Ehrberg oberhalb Mambach. Neben reinen Plagioklas-Diallag- und Plagioklas-Diallag-Olvingesteinen finden sich Wehrlite, Diallagite, reine Anorthosite und Beerbachitische Gesteine, außerdem in großer Mannigfaltigkeit die Übergänge dieser Gesteine in mehr oder weniger geschieferte Amphibolite einerseits und Serpentine andererseits. Diese Gabbroide sind an der bekannten Stelle, dem Ehrbergplateau, nicht am primären Ort, sondern liegen als mitgerissene Blöcke und größere Schollen in einem durch

¹⁾ Vorläufige Mitteilung. Centralbl. Min. 1907, Nr 3, S. 76—80.

seine prächtigen roten Orthoklas-Einsprenglinge ausgezeichneten basischen Granit, dessen Biotit vielerorts durch Amphibol vertreten wird. Es scheint diese reichliche Hornblendeführung zusammenzuhängen mit den eingeschlossenen Amphibolitblöcken. Diese erleiden nämlich eine starke Durchtrümerung mit granitischem, häufiger aplitischem Material, die bei massiger Struktur der Blöcke regellos verläuft, sonst der Parallelstruktur folgend, die einzelnen Lagen aufblättert, wobei die Hornblende resorbiert und z. T. wieder als frische Kristalle ausgeschieden wird.

Jünger als der vorerwähnte basische, porphyrische Granit ist ein heller, gleichmäßig körniger, der sich auszeichnet durch seine starke Neigung zu Differenziationen von syenitischem und glimmerdioritischem, häufiger aplitischem Charakter, die schlierenförmig in ihm auftreten. Die Grenze beider Granite gegeneinander ist eine scharfe, ihre Altersbeziehungen durch Einschlüsse des porphyrischen, basischen im hellen Granit erwiesen.

In das Gebiet der Granite schiebt sich von Südosten eine „Gneis“partie, von zahlreichen Gängen des jüngeren sauren Granites durchzogen. Nach Analogie mit dem nördlichen Schwarzwald wären diese Gneise als Schappachgneise zu kartieren. Es sind Gesteine mit mehr oder weniger gut ausgeprägter Parallelstruktur, die durch den Wechsel von quarz-feldspatreichen mit glimmerreichen Lagen hervorgerufen wird. Es ließ sich nun beobachten, daß die hellen Quarz-Feldspatlagen miteinander anastomosieren, und daß sie sich deutlich verfolgen lassen bis zu ihrer Vereinigung mit aplitischem pegmatitischen Quertrümmern und Gängen, die den ganzen „Gneis“komplex durchschwärmen. Es läßt sich dies Verhalten auch am Handstück deutlich beobachten. Somit müssen diese „Gneise“ aufgefaßt werden als Mischgesteine eines präexistierenden schieferigen Sedimentes bzw. Glimmerschiefers mit aplitischem Magma. Ich nehme an, daß diese Injektion bzw. Durchtränkung auf pneumatolytischem Wege erfolgt ist, und zwar vor dem Aufdringen des eugranitischen Magmas; denn hierauf scheint mir einerseits das Auftreten von Turmalin und Muskovit in den zuführenden Adern hinzuweisen, andererseits die Tatsache, daß jene Adern und Quertrümer von den eugranitischen Gängen durchkreuzt werden.

In diesen Mischgesteinen oder „Metagneisen“ treten an primärer Stätte die gleichen Gabbroide auf, die als Blöcke bei Ehrberg im Granit liegen. Diese erleiden stellenweise dieselbe Injektion, wie sie eben an den „Gneisen“ und vor dem von einzelnen im Granit steckenden Blöcken beschrieben

wurde. Auch sie gehen schließlich in ein Mischgestein über, von flaserig-körnigem Aussehen, bei dem die gleichen Zuführungsadern und deren Verteilung in die Quarz-Feldspatlagen und Flasern zu verfolgen ist wie bei den glimmerigen Mischgesteinen.

Sodann sprach Herr E. SCHÜTZE über **alttertiäre Land- und Süßwasserfossilien aus dem Ries.**

Durch den Bahnbau von Donauwörth nach Treuchtlingen wurden eine Reihe von Aufschlüssen geschaffen, die für die Riesgeologie von größter Bedeutung sind. Herr Geheimrat BRANCA ließ die Bahneinschnitte eingehend absammeln, und bei dieser Gelegenheit entdeckte Herr Dr. W. v. KNEBEL einen aus dem großen Einschnitt bei Weilheim stammenden Kalkblock, der alttertiäre Fossilien enthielt. Der Fund wurde mir von den Herren Geheimrat BRANCA und Prof. Dr. E. FRAAS zur Bestimmung und Bearbeitung übergeben. Die ausführliche paläontologische Untersuchung wird einen Teil einer von den Herren BRANCA und FRAAS neuerdings der Kgl. Preuß. Akademie der Wissenschaften überreichten Abhandlung bilden. Hier seien nur die faunistischen und stratigraphischen Resultate der Untersuchungen kurz wiedergegeben.

Die Fossilien, welche sich in einem spätigen, harten Kalkstein befanden, verteilen sich auf folgende Gattungen und Arten:

I. Pflanzen.

1. *Phragmites* sp.

II. Bivalven.

2. *Sphaerium Bertereauae* FONT.
3. *Sphaerium Risgoviense* E. SCHTZE.
4. *Pisidium* (?) sp.

III. Gasteropoden.

5. *Pomatias suevicus* SANDBG.
6. *Cyclotus scalaris* (SANDBG.) K. MILL.
7. *Limnaeus subovatus* (HARTM.) ZIET.
8. *Limnaeus Brancai* E. SCHTZE.
9. *Limnaeus truncatuliformis* E. SCHTZE.
10. *Planorbis (Segmentina) Chertieri* DESH.
11. *Planorbis (Menetus) spretus* NOUL.
12. *Planorbis (Helisoma) oligyratus* F. EDW.
13. *Planorbis (Coretus) Lincki* E. SCHTZE.

14. *Oleacina crassicosta* SANDBG. sp.
15. *Patula globosa* K. MILL.
16. *Helix* (*Gonostoma*) *blaviana* K. MILL.

IV. Arthropoden.

17. *Cypris Fraasi* E. SCHTZE.
18. *Anthophora* (*Podalirius*) sp.

Es sind also vorhanden:

Pflanzen	1 Art
Süßwassermuscheln	3 Arten
Landschnecken . .	5 -
Sumpfschnecken . .	7 -
Arthropoden . . .	2 -

Sehr wichtig ist, daß die 5 Landschnecken: *Pomatias suevicus* SANDBG., *Cyclotus scalaris* (SANDBG.) K. MILL., *Oleacina crassicosta* SANDBG. sp., *Patula globosa* K. MILL. und *Helix blaviana* K. MILL. auch alle in Arnegg sowie teilweise am Eselsberg und Oerlinger Tal bei Ulm vorkommen. Daraus geht hervor, daß die Fauna von Weilheim mit den Spaltenausfüllungen von Arnegg resp. Eselsberg und Oerlinger Tal gleichaltrig ist. Die Konchylien-Fauna von Arnegg wurde von SANDBERGER¹⁾ und neuerdings von K. MILLER²⁾ bearbeitet. Nach diesen Untersuchungen sind die Schnecken von Arnegg, Eselsberg und Oerlinger Tal oligocänen Alters und wahrscheinlich in das Unter- oder Mitteloligocän zu stellen.

Außer den 5 Landschnecken sprechen für Oligocän aber auch die drei Süßwasserformen *Sphaerium Bertereauae* FONT, *Planorbis spretus* NOUL. und *Planorbis oligyratus* F. EDW., die auch aus oligocänen Ablagerungen Frankreichs resp. der Insel Wight bekannt geworden sind.

Interessant ist dieses Resultat im Hinblick auf M. SCHLOSSER³⁾ Untersuchungen über die Säugetierreste aus den Spalten des Eselsberges und des Oerlinger Tales. Diese Säugetierfauna ist, nach SCHLOSSER, eine ganz einheitliche, daher müssen die Spalten in relativ kurzer Zeit ausgefüllt

¹⁾ SANDBERGER, Land- und Süßwasserkonchylien der Vorwelt, 1870—75, S. 354—356.

²⁾ MILLER, K., Alttertiäre Land- und Süßwasserschnecken der Ulmer Gegend. Jahresh. Ver. f. vaterl. Naturk. in Württ. 68. Jg., 1907, S. 435 ff.

³⁾ M. SCHLOSSER, Beiträge zur Kenntnis der Säugetierreste aus den Süddeutschen Bohnerzen. Geolog. u. Paläont. Abhandlgn. IX. (= N.F. V.), Heft 3, S. 131—132; Jena 1902.

sein. Die Säugetierreste sind nach SCHLOSSERS Untersuchungen oligocän und in den Horizont von Ronzon zu stellen. Mit diesen Ergebnissen SCHLOSSERS stehen also die Resultate K. MILLERS und die meinigen in gutem Einklang.

Werfen wir einen Blick auf die Arnegger Fauna, so sehen wir, daß diese nur aus Landschnecken¹⁾ besteht, von denen 5 Arten, wie oben erwähnt, auch in Weilheim vorkommen. Da nun in Weilheim aber auch eine ganze Anzahl von Süßwasserformen nachgewiesen sind, so bedeutet der Weilheimer Fund in faunistischer Beziehung eine gute Ergänzung zu den Arnegger Konchylien.

Schließlich sei noch erwähnt, daß der Kalk von Weilheim wahrscheinlich nur eine Spaltenausfüllung darstellt, die früher auf der Alb ihre primäre Lagerstätte hatte, analog dem Vorkommen von Arnegg. Bei der Riesbildung jedoch ist dieser Kalk forttransportiert und in die bunte Breccie gelangt.

An der Diskussion beteiligt sich Herr ROTHPLETZ.

Darauf sprach Herr SOMMERFELDT über den Ursprung des Ammoniaks der Laven.

Eine oft genannte Erklärung für das Vorkommen von Ammoniak in Laven hat BUNSEN geliefert, nachdem schon vorher von SCACCHI und RAMIERI Beobachtungen über das Vorkommen von Ammoniak bzw. Ammoniaksalzen am Vesuv gemacht worden waren. Sicherlich trifft für viele Fälle die Erklärung BUNSENS, nach welcher durch Verbrennung von organischen (besonders pflanzlichen) Stoffen sich die Ammoniakderivate an der Erdoberfläche gebildet haben sollen, zu; aber schon DEVILLE und DAUBRÉE machten bald nach der Aufstellung von BUNSENS Hypothese auf Fälle aufmerksam, in welchen sich trotz der Abwesenheit organischer Stoffe Ammoniaksalze in Laven gebildet haben. Besonders aber hat die letzte Eruption des Vesuvs die Annahme nahegelegt, daß durchaus nicht für alle Fälle die Erklärungsweise BUNSENS zutrefte, daß vielmehr ein Teil der Ammoniumderivate in vulkanischen Produkten anorganischen Prozessen seinen Ursprung verdanke. Diese Erkenntnis kann man als das gemeinsame Resultat der Arbeiten von QUENSEL und STOCKLASA bezeichnen. Letzterer Autor entwickelt noch nähere Annahmen über die Art dieses anorganischen Prozesses, und zwar faßt

¹⁾ Nur im Oerlinger Tal ist *Paludina planiuscula* SANDBG. nachgewiesen, vergl. K. MILLER, a. a. O.

STOCKLASA dieses Vorkommen von Ammoniak „als eine Äußerung der Entgasung des Erdinneren“ auf. Jedoch scheint mir diese Auffassung STOCKLASAs auf Schwierigkeiten zu stoßen; denn es müßten, wenn schon im Erdinneren das vulkanische Magma Stickstoff enthielte, auch in den Tiefengesteinen mikroskopisch Stickstoffverbindungen sich nachweisen lassen. Besonders Stickstoffsilicium wäre wegen des hohen Siliciumgehaltes der Magmen zu erwarten, und es existiert eine äußerst beständige derartige Verbindung, die nicht etwa durch sekundäre Prozesse aus den Tiefengesteinen wieder entfernt sein könnte. In DAMMERS Handbuch der anorganischen Chemie (Bd II, Teil 1, S. 543) wird „eine weiße amorphe, in den höchsten Temperaturen unschmelzbare und unveränderliche Substanz, die selbst beim Glühen an der Luft nicht oxydierbar ist,“ als Stickstoffsilicium geschildert. Indessen ist weder dieser noch irgend ein anderer stickstoffhaltiger Stoff mikroskopisch in den Tiefengesteinen nachweisbar. Daher möchte ich im Gegensatz zu STOCKLASA die Meinung aussprechen, daß aus dem Stickstoff der Luft sich das Ammoniak und die Ammoniaksalze der Lava, Aschen u. dgl. gebildet haben. Hauptsächlich in solchen Fällen, in welchen Enklaven von Luft innerhalb des Kraters von der sich den Ausweg erkämpfenden, schmelzflüssigen Masse umschlossen werden, muß die Gelegenheit zum Eintreten dieser Reaktion geboten sein.

Zahlreich sind ja die z. T. auch zu praktischen Ergebnissen führenden Versuche, auf künstlichem Wege die diesem Naturvorgang entsprechende Reaktion durchzuführen; z. B. leitete LAMBELLY Luft und Wasserdampf über glühende Kohlen, wobei sich neben Ammoniak auch Kohlenoxyd und Kohlen-säure bildet. Das Kohlenoxyd vermag aber selbst die Umwandlung des Luftstickstoffs in Ammoniak zu unterstützen, entsprechend der folgenden Gleichung, welche vielleicht auch für die natürliche anorganische Bildungsweise zutrifft:



Das Vorhandensein von Wasserstoff ist zum mindesten infolge der Dissoziation des Wasserdampfes innerhalb des Kraters anzunehmen; in einzelnen Fällen ist bekanntlich auch einiger Wasserstoff sogar unverbrannt nach außen gelangt und in den vulkanischen Exhalationsprodukten gasanalytisch nachgewiesen worden.

MACKEY und HUTCHESON erzeugen Ammoniak dadurch, daß Luft in einen mit Kohle und Karbonaten beschickten

Ofen geblasen wird. WOLTERBECK benutzt als Katalysator für das Eintreten der Vereinigung ein Metalloxyd, über welches ein mit Wasserdampf gesättigtes Gemenge eines wasserstoffhaltigen Gases mit Luft geleitet wird. Sogar Patente sind wegen der technischen Anwendbarkeit — die in England besonders schon praktisch sich bewähren soll — auf derartige Verfahren erteilt worden; denn G. W. IRELAND und H. St. SUGDEN erhielten das deutsche Reichspatent Nr 175 401 auf Ammoniak-erzeugung durch Überleiten von Luft und Wasserdampf über erhitzten Torf, der hierbei als Katalysator wirkt.

Bisweilen, aber wohl doch nur selten, mag die ebenfalls künstlich nachgeahmte Bildungsweise des Ammoniaks aus Luft unter Mitwirkung von elektrischen Ladungen in Betracht kommen, welche noch kürzlich E. BRINER und E. METTLER genauer studiert haben (Com. rend. 144, S. 694—697, 1906), und welche ebenfalls Anlaß zu technischen Anwendungen gegeben hat. Denn es erhielten die Westdeutschen Thomasphosphatwerke das deutsche Reichspatent Nr 179 300 auf ein Verfahren zur Bildung von Ammoniak aus Wasserstoff und Stickstoff mittels dunkler elektrischer Entladungen.

Daher haben wir die Auswahl zwischen mehreren Reaktionen, welche nicht wie STOCKLASAS Hypothese zugunsten des Luftstickstoffs, sondern auf Kosten des Luftstickstoffs die Ammoniakbildung erklären und daher mit den Beobachtungen an Tiefengesteinen in besserem Einklang stehen.

In der Diskussion weisen die Herren FREUDENBERG und SALOMON darauf hin, daß vereinzelt Stickstoff bzw. Stickstoffderivate in Tiefengesteinen nachgewiesen sind (nach FREUDENBERG innerhalb von Graphit, nach SALOMON auch in graphitfreien Tiefengesteinen). Der Vortragende bemerkt demgegenüber, daß es sich in diesen Fällen um nachträgliche Absorptionen handeln dürfte, wozu besonders die kohlige Substanz stark neigt. Da nur analytisch (durch Evakuieren und eventuell starkes Erhitzen), nicht mikroskopisch der Stickstoffgehalt nachweisbar war, liegt die Annahme von Absorptionen nach der Meinung des Vortragenden näher.

Zum Vorsitzenden für die Sitzung am 11. August wird Herr WICHMANN gewählt.

Schluß der Sitzung 11 Uhr 45.

v. w. o.

A. BALTZER. BUXTORF. STILLE. BROILI. C. SCHMIDT.

Protokolle der Sitzungen vom 11. August 1907.

Vor der 3. allgemeinen Sitzung fand am 11. August eine zweite Sitzung des Vorstands und des Beirats statt, in der wie folgt verhandelt wurde:

Protokoll der Vorstands- und Beirats-Sitzung der Deutschen geologischen Gesellschaft am 11. August 1907 zu Basel.

Anwesend sind die Herren: BEYSCHLAG, EBERDT, KALKOWSKY, P. G. KRAUSE, KRUSCH, KÜHN, C. SCHMIDT, RAUFF, A. ROTHPLETZ, A. WICHMANN.

Der Vorsitzende, Herr BEYSCHLAG, eröffnet die Sitzung und stellt folgende Punkte zur Erörterung:

1. Die fakultative Verlegung des Sitzes des Vorstandes von Berlin.

Die Verlegung des Sitzes des Vorstandes ist nicht zugänglich, da nach den Gesetzen der Verein als juristisch eingetragener Verein mit seinem Sitz ebenso wie der gesamte Vorstand an Berlin gebunden sei.

2. Die fakultative Bildung von Sektionen.

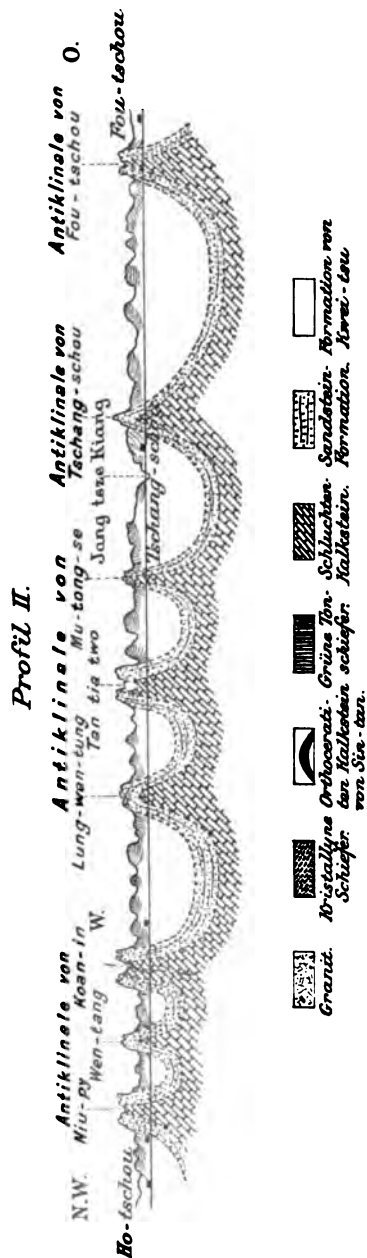
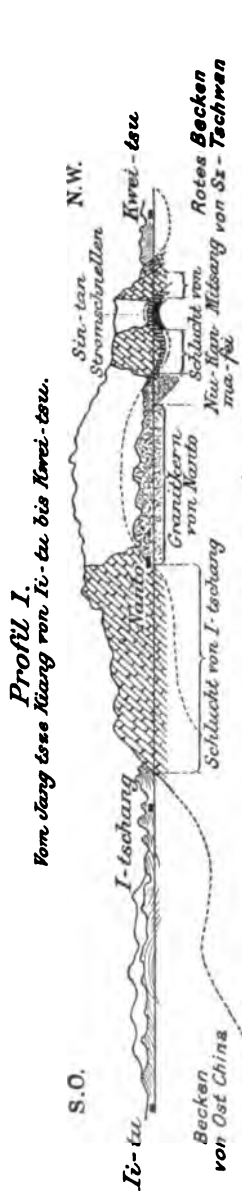
Herr BEYSCHLAG schlägt dazu vor:

- a) keine Ermäßigung der Beiträge für die Sektionsmitglieder eintreten zu lassen;
- b) der Gesellschaft die Verpflichtung aufzuerlegen, die Protokolle der einzelnen Sektionen zu drucken;
- c) den Sektionen ein Pflichtexemplar der Zeitschrift der Gesellschaft umsonst zu liefern.

Alle drei Punkte werden vom Vorstand und Beirat gebilligt, und es wird noch hinzugefügt, daß die Verwaltungsauslagen der einzelnen Sektionen aus der Hauptkasse zu bestreiten sind.

Es wird ferner vorgeschlagen, den geographischen Umfang der einzelnen Sektionen kartographisch festzusetzen und danach die etwaige Minimalzahl, die für die Bildung einer Sektion nötig ist, zu ermitteln.

Profile vom Roten Becken von Sz-Tschwan.



1

.

.

1

.

.

1

1

1

1

1

1

2

3

4

5

6

7

8

9

10

11

12

13

Zu der Frage, ob der Wahlmodus geändert werden solle, schlägt Herr BEYSCHLAG vor, daß der Beirat eine Vorschlagsliste zur Vorstandswahl aufstellen solle, die für die Mitglieder als Anhalt dienen könne.

Dieser Vorschlag wird einstimmig angenommen.

Die indirekte Wahl in dem von Herrn ROTHPLETZ gewünschten Sinne (die Mitglieder wählen den Beirat, der Beirat den Vorstand) wird vom Beirat und Vorstand abgelehnt.

Es wird ferner beschlossen, den Beirat auf 15—20 Mitglieder zu vergrößern.

Sodann wird der Vorstand beauftragt, auf Grund der heutigen Besprechungen Vorschläge auszuarbeiten und den Mitgliedern des Beirates und Vorstandes im Laufe des Jahres schriftlich zu unterbreiten und sodann eine gemeinsame Sitzung darüber abzuhalten.

Herr KRUSCH bittet schließlich noch um eine regere Einsendung von Arbeiten der älteren Mitglieder.

Darauf wurde die Sitzung geschlossen.

v. w. o.

BEYSCHLAG. EBERDT. KALKOWSKY. P. G. KRAUSE.
KRUSCH. KÜHN. RAUFF. A. ROTHPLETZ. C. SCHMIDT.
A. WICHMANN.

Protokoll der 3. allgemeinen Sitzung vom 11. August 1907.

Beginn der Sitzung 9 Uhr 15.

Vorsitzender: Herr WICHMANN.

Herr E. C. ABENDANON sprach über die Geologie des Roten Beckens der Provinz Sz-Tschwan in China (hierzu eine Übersichtskarte und zwei Profile).

Nachdem die Teilnehmer an den Exkursionen der 52. Hauptversammlung der Deutschen geologischen Gesellschaft unter der ausgezeichneten Leitung des Herrn Dr. BUXTORF sich die ziemlich einfachen Falten des Ketten-Juras eingehend angesehen hatten, erscheint es mir von Wichtigkeit, etwas über das Rote Becken von Sz-Tschwan mitzuteilen, ein Gebiet, wo Faltung und Erosion in geradezu außerordentlich regelmäßiger Weise vorhanden und im Landschaftsbilde ausgeprägt sind.

Eine ausführliche Veröffentlichung meiner Beobachtungen im Roten Becken von Sz-Tschwan hat bereits stattgefunden in den Juni-, Juli-, September- und Oktober-Lieferungen der

„Revue Universelle des Mines“ 1906 wie auch in einem Sonderabdruck aus derselben. Ich möchte hier also nur die Hauptsachen der Geologie in jenem Gebiete hervorheben, um so mehr weil einige meiner Ansichten sich geändert haben, allerdings nur diejenigen über das Alter der verschiedenen Formationen, welches auch jetzt noch nicht ganz feststeht.

Zu einem allgemeinen Überblick des orographischen Bildes von diesen Teilen Chinas sei folgendes vorausgeschickt.

Von Zentral-Asien bis zur ostchinesischen Flachebene (siehe Übersichtskarte) dehnt sich über eine von VON RICHTHOFEN auf 40 Längengrade veranschlagte Länge das uralte und stark gefaltete Kwenlun-Gebirge aus. Nach den Mitteilungen VON RICHTHOFENS besteht dieses Gebirge aus archaischen und paläozoischen Gesteinen. Der Tsinling-Schan und Ta-pa-Schan sind östliche und südliche Teile des Kwenluns.

Nördlich von diesem Kettengebirge gibt VON RICHTHOFEN in den Provinzen Schen-si und Schan-si ein paläozoisches Hochtafelland an, das nach Osten aufbiegt in eine NNO—SSW gerichtete Randschwelle, das Tai-hang-Gebirge oder Tai-hang-Schan, und dann abbricht. Östlich davon liegt die ostchinesische Flachebene¹⁾.

Das Kwenlun-System und der Tsinling-Schan wird durch den Honan-Bruch abgebrochen²⁾.

Südlich vom Kwenlun-Gebirge habe ich in den Provinzen West-Hu-Pé und Ost-Sz-Tschwan ein Faltenland gefunden, das sich von der ostchinesischen Flachebene abhebt durch eine Flexur, wie das in Profil I angegeben ist, und nicht etwa durch einen Gebirgsbruch, wie VON RICHTHOFEN sich ausgesprochen hat³⁾.

Nördlich vom Kwenlun hat man das Stromgebiet des Hwang-hos oder Gelben Flusses; südlich dieser gewaltigen Gebirgsrücken findet sich das Stromgebiet des Jang-tsze-kiangs oder Blauen Flusses vor.

Die Stadt I-tschang am Jang-tsze-kiang, flußaufwärts ungefähr 1500 km vom Meere entfernt, ist der Grenzpunkt zwischen der ostchinesischen Flachebene und dem westchinesischen Faltenlande, zwischen dem unteren und dem oberen Jang-tsze-kiang.

Wenn man von I-tschang aus dem großen Flusse stromaufwärts folgt, so erblickt man zuerst einen 135 km

¹⁾ VON RICHTHOFEN: Über Gestalt und Gliederung einer Grundlinie in der Morphologie Ostasiens, S. 2.

²⁾ Ebenda, S. 4.

³⁾ Ebenda, S. 6—11.

langen Durchschnitt meistens quer durch das hohe Faltungsgebirge, welches das Randgebiet des Roten Beckens von Sz-Tschwan bildet. Das breite Strombett des Jang-tsze-kiangs engt sich in fünf großartigen Schluchten ein, die alle von einer mächtigen Kalksteinformation gebildet sind. Die ersten drei Schluchten von I-tschang, Niu-kan-ma-fei und Mitsang oberhalb I-tschang sind vom Jang-tsze-kiang in den Ost- und Westflügeln eines hohen Gewölbes (Profil I) ausgeschnitten, dessen Kern aus Granit und im Westen auch aus kristallinen Schiefen besteht. Zwischen der zweiten und dritten Schlucht wurde von mir ein rotbrauner fester Kalkstein¹⁾ gefunden, dessen auffallend große Orthoceratiten und eingerollte Nautilen — wie von Herrn FRECH in Breslau mitgeteilt wurde — zu einer unterilurischen Fauna gehören.

Die 45 km lange Wuschan-Schlucht und die Fong-schan-hia oder Schlucht von Kwei-tschou-fu sind in drei bzw. zwei dicht nebeneinander gedrückte Antiklinalgewölbe der 1600 m mächtigen Kalksteinformation eingeschnitten. Nach der letztgenannten Schlucht kommt man bei der Stadt Kwei-tschou-fu aus dem bis zu Höhen von 1200 m ansteigenden Randgebirge in das Rote Becken von Sz-Tschwan.

Dieses Becken nun zeigt eine Sedimentdecke, welche von unten nach oben aus folgenden Formationen besteht:

1. Eine 900 m mächtige grüne oder blaue Tonschieferformation mit eingelagerten Sandsteinbänken, welche im Hangenden im südöstlichen Teile von Sz-Tschwan ein Kohlenflöz von 2—3 m Mächtigkeit enthält. An vielen Stellen wird dieses Flöz von den Chinesen abgebaut.
2. Eine 1600 m mächtige Kalksteinformation²⁾, wovon bereits die Rede war.

¹⁾ BLACKWELDERs „Ki-sin-ling limestone“.

²⁾ Tags vor Empfang der Korrektur kam in meine Hände die neu erschienene Arbeit: „Research in China by BAILEY WILLIS, ELIOT BLACKWELDER and R. H. SARGENT“, Bd I, Teil I. Diese Forscher kamen von Nordchina über den Tsinling-Shan nach Wuschan am oberen Jang-tsze-kiang. In „plate XXXVI“ wird eine geologische Karte des oberen Jang-tsze-kiangs und auf S. 265 f. eine geologische Beschreibung gegeben, welche meines Erachtens verschiedene Fehler enthalten. Eine ausführlichere Mitteilung behalte ich mir vor, möchte aber hier nur bemerken, daß die grüne Schieferformation (Sin-t'an shale von BLACKWELDER) der Schluchtenkalkstein-Formation nicht eingelagert ist, sondern sie unterlagert. BLACKWELDER kommt zu einer Teilung der Schluchtenkalkstein-Formation in eine untere, „Ki-sin-ling limestone“, und eine obere, „Wu-shan limestone“. Auf WILLIS' geologischer Karte gibt er nun auch die „Sin-t'an shale“ im unteren Teile der Wuschan-

3. Eine 300 m mächtige Formation von rotbraunen Tonsteinen und hellfarbigen Sandsteinen mit einem Steinsalzvorkommen, das u. a. bei Kwei-tschou-fu und Jentschang, hauptsächlich aber bei Tsz-liu-tsin, in zahlreichen Bohrlöchern angebohrt und mittels eines Laugeprozesses ausgebeutet wird.
4. Eine 400 m mächtige Formation von Kalkschiefern und tonigen Kalksteinen.
5. Eine Sandsteinformation mit eingelagerten Schiefertönen, welche drei bis vier 1 m mächtige Kohlenflöze enthält. Diese Kohlenflöze werden an sehr vielen Stellen von den Chinesen abgebaut. Sie enthalten eine Flora, wovon u. a. *Asplenium argutulum* HEER das rhätische Alter feststellt.
6. Eine Muschelmergeletage von 50 m Mächtigkeit.
7. Eine Formation von rund 2000 m Mächtigkeit, bestehend aus wechsellagernden Bänken und Schichten von rotbraunen eisenschüssigen Tonsteinen und hellfarbigen Sandsteinen, welche letztere größtenteils äolischen Bildungen angehören.

Diese Formation bedingt in dem ganz unbewaldeten Gebiete die Landschaftsfarbe und gab daher VON RICHTHOFEN Veranlassung zu dem Namen „Rotes Becken von Sz-Tschwan“. Ich habe sie die Formation von Kwei-tsu genannt, weil sie stromaufwärts bei dieser kleinen Stadt am oberen Jang-tse-kiang zum ersten Mal ganz deutlich in ihrer charakteristischen Zusammenstellung hervortritt. Diese ganze, mehr als 5000 m mächtige Sedimentdecke ist sehr arm an Fossilien, und die, welche ich gefunden habe, waren meistens sehr schlecht erhalten.

Fest steht nur das rhätische Alter der Sandsteinformation.

In Übereinstimmung mit den Beobachtungen des französischen Oberbergingenieurs A. LECLÈRE in Südwest-China kommt es mir am wahrscheinlichsten vor, die Formationen 1 und 2 für das Dinantien¹⁾ zu halten, 3 und 4 für untere und

Schlucht an, sagt aber S. 286—287: „and it may be assumed that the sin-t'an shale occurs in its proper place below the (Wu-shan) limestone, but we did not see it.“ Ich habe ihn da auch nicht gesehen, und nach meiner Auffassung braucht man das auch nicht. Die Ungenauigkeiten dieser Forscher scheinen die Folge davon zu sein, daß sie in 3 Tagen von Wuschan nach I-tschang stromabwärts gingen, während ich stromaufwärts 10 Tage für diese Strecke gebrauchte.

¹⁾ Nach BLACKWELDER Mittel-Paläozoikum und Oberkarbon.

obere Trias. Die Etage 6 scheint zu der Kreideformation zu gehören, und endlich ist 7 zur Kreide, eventuell zum Tertiär zu rechnen.

Die Formationen 3 und 4 habe ich nur im östlichen Teil des Roten Beckens gefunden.

Die Grenzen dieses Beckens, wie sie VON RICHTHOFEN angegeben hat, umfassen ein Gebiet von der Größe Süd-Deutschlands.

Innerhalb dieses Gebietes ist die Sedimentdecke in eine Anzahl ganz regelmäßiger Antiklinalen gefaltet, wie das Profil II zeigt. Dieses Profil ist nicht etwa eine schematische Darstellung, sondern entspricht ganz genau den Verhältnissen. Wo man auch quer zur Streichrichtung der Falten vorgeht, entweder auf dem Jang-tsze-kiang und dem Kialing-kiang, die ein ununterbrochenes Querprofil durch dieses Faltenland ausgespült haben, oder aber über Land, wo die einzelnen Schichten infolge absoluten Mangels einer Wald- oder sonstigen Decke fortwährend zu verfolgen sind, immer findet man nacheinander: horizontale Lage der Schichten, schwach geneigte, stark einfallende Schichten, antiklinale Umbiegung der Schichten, stark einfallende, schwach geneigte, horizontale Schichten usw.

In den Synklinalen zeigen die Schichten überhaupt keine Störungen; in den antiklinalen Flügeln sind sie zusammengedrückt, zuweilen ganz bedeutend; in den Gewölbe-teilen sind sie ausgezogen und zeigen ganz deutlich Zerrungs-erscheinungen.

Wenn diese Antiklinalen, die sich als lang ausgedehnte Rippen aus dem Landschaftsgebilde hervorheben, auch in Einzelheiten ein wenig voneinander abweichen, so ist ihr allgemeines Verhalten folgendes:

Von Süden nach Norden werden diese Antiklinalen zunächst gleichmäßig höher, dann vermehren sie sich, indem neue Antiklinalen sich zwischen die anderen einschieben, und schließlich biegen sie von einer NNO—SSW-Richtung in der Mitte des Roten Beckens zu einer ONO—SSW-Richtung im Norden um und schmiegen sich dann eng an das Kwenlun-Gebirge an. Diese Umbiegung habe ich von einem 400 m hohen Hügelgipfel ein wenig nördlich von der Stadt Wanhsien ganz deutlich beobachten können. Auch der Jang-tsze-kiang macht im Synklinaltal diese Umbiegung mit, indem er seine NO-Stromrichtung weiterhin in eine ungefähr äquatoriale ändert.

Im Süden der Provinz Sz-Tschwan hat LECLÈRE ein ähnliches Verhalten gefunden wie im Innern des Roten Beckens.

Er spricht von den südlichen, an Tonkin grenzenden Provinzen Chinas wie von „de longs voussoirs à larges courbures et des lignes d'escarpement dans lesquelles domine toujours la direction NNE—SSO“.

Man könnte also den Erdkrustenteil Südwest-Chinas in folgender Weise beschreiben: Zuerst im Süden ein lang gedehntes Aufbiegen der Erdkruste in breiten flachen Wellen; dann nach Norden hin ein Höherwerden und Zunehmen dieser regelmäßigen und parallelen Wellen an Zahl; schließlich ihre gänzliche Umbiegung von der Richtung NNO—SSW zu ONO—WSW, bedingt durch das Andrücken und Anschmiegen dieses Wellensystems an das uralte äquatorial gerichtete Kwenlun-System.

Im Roten Becken nun habe ich die Ausbildung der Erosion auch ganz einfach gefunden. Sie war nämlich in zwei Richtungen hauptsächlich ausgeprägt: 1. parallel der Streichrichtung, 2. senkrecht darauf. Die Erosion parallel der Streichrichtung hat Veranlassung gegeben zur Bildung von mannigfachen antiklinalen, isoklinalen oder synklinalen Längstälern. Fast immer werden die einzelnen Formationen in den antiklinalen Flügeln durch Isoklinaltäler voneinander geschieden. Die Erosion senkrecht zur Streichrichtung bildete natürlicherweise schräg geneigte Quertäler und Querschnitte durch die Schichtenkomplexe.

Der Jang-tze-kiang folgt Isoklinal- oder Synklinaltälern auf größeren Längen im Roten Becken, doch hat er seinen Weg meistens senkrecht, also möglichst kurz, durch die Antiklinalen hindurch ausgespült.

Ganz eigentümlich ist nun auch die Ausbildung dieser Erosion in hauptsächlich zwei senkrecht zueinander stehenden Richtungen in denjenigen Teilen des Roten Beckens, wo die Formationen über größere Ausdehnung horizontal geblieben sind, also z. B. zwischen Kwei-tschou-fu und Wanhsien am oberen Jang-tze-kiang und nördlich und westlich von Ho-tschou am Kialing-kiang. In der Kwei-tsu-Formation, welche aus wechsel-lagernden, 1—2 m mächtigen Sandstein- und Tonsteinschichten besteht, und die ich von Ho-tschou bis Sui-ning in horizontaler Lage gefunden habe, hat diese Erosion nämlich ganz typische Pyramidenhügel herausgearbeitet, welche der Landschaft einen ganz eigenen Charakter verleihen. Insbesondere findet man also westlich von Ho-tschou in einer wenig fruchtbaren Gegend eine unaufhörliche Aufeinanderfolge dieser horizontal gestreiften Pyramidenhügel, zusammengesetzt aus schmutzig-hellfarbigen Sandstein- und rotbraunen Tonschichten.

Zum Schluß möchte ich also als die besonderen Merkmale des Roten Beckens von Sz-Tschwan hervorheben:

1. Das absolute Fehlen von anstehendem Eruptivgestein.
2. Das Vorhandensein einer Sedimentdecke von rund 5000 m Mächtigkeit über einer archaischen und altpaläozoischen und abradierten Unterlage, in der, wahrscheinlich von Unterkarbon bis zum Tertiär, die Schichten in konkordanter Lagenfolge aufeinander liegen, wenn auch ganz bedeutende Hiaten zwischen den einzelnen Formationen vorkommen.
3. Die ganz regelmäßige Faltung dieser Sedimentdecke mit den obenerwähnten Eigentümlichkeiten der Falten.
4. Im Zusammenhang mit dieser Faltung und dadurch bedingt eine einfache und sehr übersichtliche Erosion.
5. Und schließlich die Abscheidung dieses Beckens durch das hohe Antiklinalgewölbe von Nanto von der ostchinesischen Flachebene.

Herr STEENSTRUP trägt über die Verwertung von Meßtischblättern zu Übersichtskarten vor.

Herr BECKER redet sodann über Liasfossilien aus Basalt¹⁾.

Herr C. SCHMIDT (Basel) sprach über neue Funde von A. TOBLER in Südost-Sumatra.

A. TOBLER macht gegenwärtig im Gebiet der Residenz Djambi in Südost-Sumatra geologische Aufnahmen im Auftrag der niederländischen Regierung. Im Gebiet der „Pénéplaine“²⁾ zwischen Barissangebirge und der Küste wurden an zwei Stellen im Flußgebiet des „Tembesin“, bei „Batoe kapoer“ und bei „Poboengo“, unter dem Tertiär hervorstechende fossilführende Schichten der unteren Kreide in karpatischer Facies (Teschenerschiefer) nachgewiesen³⁾.

Neuerdings fand A. TOBLER etwa 50 km nordöstlich des Randes des Barisangebirges im Boekit Doeabëlas-Gebirge einen interessanten Aufbruch von Schiefen und Kalken, die

¹⁾ Vergl. diese Zeitschr. 57, 1905, Monatsberichte 11.

²⁾ Vgl. A. TOBLER: Tijdschr. v. h. K. Ned. Aardr. Genootschap. Jahrg. 1906.

³⁾ Vgl. A. TOBLER: Über das Vorkommen von Kreide- und Karbonschichten in Südwest-Djambi (Sumatra). Centralbl. Min. 1907, Nr 16, S. 484—489, und Verslag v. h. Mijnwez. in Ned.-Indie ov. h. 4^{de} Kwartaal 1906. Batavia 1907.

ein kleines Granitmassiv umschließen. Die Schiefer zeigen die größte Analogie mit den Kreideschichten am Tembesin. Der Hornblende-Biotit-Granit hat die Schiefer und Kalke kontaktmetamorph verändert. Es liegt uns eine reiche Serie von Kontaktgesteinen vor: Knotenschiefer mit Andalusit und Cordierit; Hornfelse mit Diopsid, Granat, Vesuvian, Skapolith, Turmalin usw. Spessartite, Dioritporphyrite und Pegmatite erscheinen als Gänge in den Sedimenten. — Herr NIETHAMMER wird die genauere Untersuchung der Gesteine demnächst mit der eingelaufenen geologischen Beschreibung von Herrn TOBLER veröffentlichen.

Herr BEYSLAG teilt mit, daß die Revision der Jahresrechnung nicht vorgenommen werden kann, da die Belege mit der Post nicht rechtzeitig angelangt seien.

Herr WICHMANN und Herr BEYSLAG sprechen der Geschäftsführung den Dank der Gesellschaft aus.

Schluß der Sitzung 10 Uhr.

V. W. O.

WICHMANN. STILLE. BROILI. C. SCHMIDT. BUXTORF.

Briefliche Mitteilungen.

15. Der Jura von Wieluń in Polen.

Von Herrn P. KORONIEWICZ.

Warschau, den 1. Juli 1907.

Im Laufe der letzten Jahre habe ich mich mit der Erforschung der Ablagerungen, die den Jurazug zwischen Krakau und Wieluń bilden, und zwar hauptsächlich der Sedimente des Callovien, beschäftigt. Einen der nördlichsten Aufschlußpunkte des Jura in diesem Zuge, nämlich die Stadt Wieluń, habe ich erst vor kurzer Zeit besucht. Mit Rücksicht auf das Interesse, welches die von mir daselbst besichtigten Entblößungen der Juraschichten, besonders des Callovien, bieten, halte ich es für zweckmäßig, eine vorläufige Mitteilung über meine Beobachtungen zu machen. Zunächst möchte ich derselben eine kurze Übersicht der Literatur-Angaben über den Jura von Wieluń voranschicken.

Die Ablagerungen des Jura bei Wieluń sind wegen ihres Reichtumes an Versteinerungen, besonders an großen Ammoniten, den Geologen schon seit lange bekannt. Hinweise darauf treffen wir schon bei SCHULTZ¹⁾. Über die Versteinerungen von Wieluń und die daselbst hervortretenden Gesteine berichtet auch STASZIC²⁾. Eine ausführlichere, obgleich nicht ganz getreue Darstellung der geologischen Verhältnisse bei Wieluń gibt OEYNHAUSEN³⁾, welcher die dort auftretenden Gesteine als weiße und gelbe Kalksteine, zuweilen mit Feuersteinen

¹⁾ SCHULTZ: Bemerkungen über das Vorkommen des Bleiglanzes, Brauneisensteins und Galmeis bei und um Tarnowitz in Schlesien. 1813, S. 59.

²⁾ STASZIC: O ziemiorodstwie Karpatów i innych gór i równin Polski. 1815, S. 14, 324—326.

³⁾ OEYNHAUSEN: Versuch einer geognostischen Beschreibung von Oberschlesien. 1822, S. 260—285.

und großen Versteinerungen, beschreibt. PUSCH¹⁾ unterschied in Wieluń zwei Stufen: einen eisenschüssigen ockergelben sandigen Kalkstein und den gemeinen und dolomitischen Jurakalk, wobei er irrtümlich meinte, der Sandkalkstein wäre jünger als der Jurakalk. Später erkannte PUSCH²⁾ selbst seinen Irrtum und stellte den eisenschüssigen Kalkstein zum braunen Jura. BEYRICH³⁾ fand im weißen Jurakalke von Wieluń *Amm. alternans* BUCH — eine typische Form des Oxfordien. ZEUSCHNER⁴⁾ bestimmte das Alter der Juragesteine von Wieluń näher; über den dunklen Tonen liegen braune Sandsteine, welche stellenweise in Quarzit übergehen; sie stellen das Callovien vor, und bloß deren unterer Teil gehört vielleicht zum Great-oolite oder Fullers-earth. Der nach oben folgende gelblichweiße derbe wohlgeschichtete (?) Kalkstein ist, laut ZEUSCHNERS Angaben, als QUENSTEDTS weißer Jura β entwickelt. RÖMER⁵⁾ sah in Wieluń graue kalkige Sandsteine (Schichten des *Amm. macrocephalus*), darüber weiße Kalkmergel mit der kleinen Form des *Amm. cordatus* (?) und höher geschichtete weiße Kalksteine mit der großen Form des *Amm. cordatus*. Bei ausführlicher Beschreibung der Schichten des *Amm. macrocephalus* von Wieluń bemerkt RÖMER⁶⁾, daß dieselben ausschließlich Formen des Callovien, ohne Beimischung von Bathonienformen, wie z. B. bei Balin, und zwar bloß die der Zone des *Amm. macrocephalus* eigentümlichen, enthalten, — eine Tatsache, welche MICHALSKI⁷⁾ mit Recht hervorhebt.

¹⁾ PUSCH: Geognostische Beschreibung von Polen, II. 1836, S. 216—238.

²⁾ PUSCH: Nowe przyczynki do gieognozyi Polski (1836—1846). Pamiętnik Fizjograficzny III, 1883, S. 174.

³⁾ BEYRICH: Über die Entwicklung des Flözgebirges in Schlesien. Karstens Archiv für Bergbau und Hüttenkunde 1845, S. 59.

⁴⁾ ZEUSCHNER: Über die roten und bunten Tone und die ihnen untergeordneten Glieder im südwestlichen Polen. Diese Zeitschr. XVIII, 1866, S. 240. — Derselbe: Die Gruppen und Abteilungen des polnischen Juras, nach den neueren Beobachtungen zusammengestellt. Diese Zeitschr. XXI, 1869, S. 781, 786. — Derselbe: Poszukiwania geologiczne dokonane w południowo-zachodnich okolicach Królestwa Polskiego w r. 1864. Pam. Fiz. IV, 1884, S. 109—110.

⁵⁾ RÖMER: Neuere Beobachtungen über die Gliederung des Keupers und der ihn zunächst überlagernden Abteilung der Juraformation in Oberschlesien und in den angrenzenden Teilen von Polen. Diese Zeitschr. XIX, 1867, S. 268—269. — Derselbe: Erläuterungen zu den Sektionen Gleiwitz, Königshütte, Loslau und Pleß der geognostischen Karte von Oberschlesien. 1867, S. 29—35.

⁶⁾ RÖMER: Geologie von Oberschlesien. 1870, S. 195—253.

⁷⁾ MICHALSKI: Der Jura in Polen. Bulletins du Comité géologique IV, 1885, S. 296—300. — Derselbe: Formacja jurajska w Polsce. Pam. Fiz. V, 1885, S. 14—17.

Die Schichten des *Amm. cordatus*, die auch bei Wieluń hervorkommen, sind nach RÖMER dem unteren Oxfordien und dem unteren Teile der „mittleren Oxford-Schichten“ gleichzustellen¹⁾ Nach MICHALSKI²⁾ Untersuchungen ist in Wieluń vom Callovien nur die Macrocephaluszone vorhanden; es sind dies gelblich-graue kalkige Sandsteine, welche zuweilen in sandige Kalksteine von gleicher Farbe übergehen. Die Mächtigkeit dieses Horizontes ist in Wieluń sehr beträchtlich, nimmt aber in der Richtung nach Süden, gegen Czenstochau, allmählich ab. An vielen Stellen zwischen Czenstochau und Wieluń unterschied MICHALSKI noch ein oberes Glied des Callovien, eine Glaukonitbank, welche, nebst einigen Formen des unteren Callovien, vorwiegend Formen des mittleren und oberen Callovien führt. In Wieluń selbst konnte MICHALSKI diese obere Abteilung des Callovien nicht nachweisen. Den weißen Jura von diesem Fundort erwähnt er nicht.

SIEMIRADZKI dagegen widmet seine Aufmerksamkeit hauptsächlich dem weißen Jura von Wieluń. In zwei Publikationen aus dem Jahre 1889³⁾ wird von ihm in Wieluń das Vorhandensein des mittleren und vielleicht auch des unteren Oxfordien konstatiert. Kurz darauf berichtete SIEMIRADZKI⁴⁾ über den Fund einiger Kimmeridgien-Formen in den Kalken von Wieluń. In seiner großen Abhandlung über die Fauna des oberen Jura von Polen zitiert er⁵⁾ folgende Arten aus den weißen Kalksteinen von Wieluń: aus dem unteren und mittleren Oxfordien: *Belemnites hastatus* BL., *Card. alternans* BUCH; aus dem oberen Oxfordien: *Perisphinctes Tiziani* OPP. var. und aus dem unteren Kimmeridgien: *Per. acer* NEUM., *Per. acerrimus* SIEM., *Per. Championetti* FONT., *Per. torquatus* SOW., *Pecten vitreus* RÖM. In der Monographie der Perisphincten⁶⁾ sind noch zwei andere Kimmeridgienarten aus Wieluń beschrieben worden: *Per. plebejus*

¹⁾ RÖMER: Geologie von Oberschlesien. 1870, S. 250, 253.

²⁾ MICHALSKI: a. a. O. S. 296—300 und S. 14—17.

³⁾ SIEMIRADZKI: Über die Gliederung und Verbreitung des Jura in Polen. Jahrbuch der geologischen Reichsanstalt Wien 1889, S. 49 bis 50. — Derselbe: Sprawozdanie z badań geologicznych w gubernii Piotrkowskiej i Kaliskiej w dorzeczu Warty i Prosnę. Pam. Fiz. IX, 1889, S. 5.

⁴⁾ SIEMIRADZKI: Szkic geologiczny Królestwa Polskiego, Galicyi i krajów przyległych. Pam. Fiz. XI, 1891, S. 30—34.

⁵⁾ SIEMIRADZKI: Fauna kopalna warstw oksfordzkich i kimerydzkich w Polsce. Pam. Akad. Um. w Krakowie XVIII, 1891 92. Derselbe: Der obere Jura in Polen und seine Fauna. Diese Zeitschr. 44, 1892 und 45, 1893.

⁶⁾ SIEMIRADZKI: Monographische Beschreibung der Ammoniten-gattung Perisphinctes. Palaeontographica 45, 1898, 99.

NEUM. und *Per. lacertosus* FONT. In seiner letzten Abhandlung unterscheidet SIEMIRADZKI¹⁾ im weißen Jura von Wieluń folgende Glieder: 1. unteres Oxfordien — wahrscheinlich vorhanden, aber petrographisch von dem mittleren nicht trennbar; 2. mittleres Oxfordien — Transversariuszone — mergelige Plattenkalke; 3. oberes Oxfordien — Tizianizone oder „unterer Felsenkalk“ — Plattenkalke von undeutlicher oolithischer Struktur, mit Feuersteinen²⁾; darauf nach einer Lücke (der „obere Felsenkalk“ oder der obere Teil des oberen Oxfordien fehlt, ist wenigstens bisher paläontologisch noch nicht nachgewiesen worden) folgt 4. das untere Kimmeridgien — Tenuilobatuszone — Plattenkalke von gelblicher Farbe. Was die Tenuilobatuszone betrifft, muß hier gleich erwähnt werden, daß nach neuesten Untersuchungen von SIEMIRADZKI³⁾ die Sedimente dieses Horizontes sowohl im Krakauer Gebiete als auch an anderen Orten im polnischen Jura sehr oft die Oxfordien-Schichten transgredierend überlagern, in petrographischer Hinsicht jedoch sich von ihnen nicht scharf unterscheiden lassen. Allem Anscheine nach wiederholt sich dies auch in Wieluń; SIEMIRADZKI spricht aber darüber keine entscheidende Meinung aus. Über das Callovien von Wieluń ist in seinen Publikationen so gut wie nichts Neues zu finden.

Nach meinen eigenen Beobachtungen befinden sich gute Aufschlüsse jurassischer Sedimente unmittelbar südlich von der Stadt Wieluń und dann gegen SW in Gaszyn und weiterhin in Krzyworzeka. Natürliche Entblößungen der Jura-schichten kommen in der Umgegend von Wieluń sehr selten vor, denn diluviale und alluviale Ablagerungen bedecken fast gänzlich das von mir durchforschte Terrain. Aus Krzyworzeka sind schon seit langer Zeit dem unteren Dogger angehörende graue Tone mit Einlagerungen von tonigen Sphärosideriten bekannt⁴⁾; in Gaszyn wurde von MICHALSKI⁵⁾ das obere Bathonien in Gestalt eines oolithischen Kalksteins beobachtet; endlich treten in Wieluń helle Sandsteine des Callovien und oberjurassische Kalke zutage. Daraus folgt, daß hier die

¹⁾ SIEMIRADZKI: Geologia ziem polskich. 1903, S. 351, 363, 370, 385.

²⁾ SIEMIRADZKI: O wicku wapieni skalistych w pasmie Krakowsko-Wieluńskiem. Rozprawy Akad. Um. 1901, S. 290—291.

³⁾ SIEMIRADZKI: Geol. z. polsk. 1903, S. 286, 377.

⁴⁾ RÖMER: Geologie von Oberschlesien. 1870, S. 210.

⁵⁾ MICHALSKI: Der Jura in Polen. Bull. Com. géol. IV, 1885, S. 294. — Derselbe: Formacja jurajska w Polce. Päm. Fiz. V, 1885, S. 13.

Lagerungsverhältnisse — die zonenweise Anordnung von immer jüngeren Ablagerungen in der Richtung von SW gegen NO — und deren petrographischer Habitus annähernd dieselben sind wie an vielen anderen Orten des Jurarückens zwischen Krakau und Wieluń, z. B. bei Czenstochau.

Die Ablagerungen des Doggers bei Wieluń und namentlich diejenigen des Callovien bieten ein besonderes Interesse dar. Im Gegensatze zu den südlichsten Aufschlußpunkten erreichen bekanntlich die Callovien-Schichten hier ihre größte Mächtigkeit und sind durch eine Menge von Versteinerungen ausgezeichnet, was in stratigraphischer Hinsicht einen großen Vorteil gewährt. Während es im südlichen Teile des Zuges manchmal sehr schwierig wird, das Callovien von seiner Unterlage zu trennen (z. B. in der oolithischen Facies), von einer Ausscheidung einzelner Zonen im Callovien selbst gar nicht zu sprechen, tritt uns in Wieluń das Callovien als ein selbstständiges Ganzes, und zwar bloß als dessen untere Abtheilung, die *Macrocephaluszone*, entgegen. Das Mangelhafte an den übrigens sehr guten Aufschlüssen des Jura hier besteht darin, daß eine unmittelbare Auflagerung des weißen Jura auf den braunen leider nicht zu beobachten ist. Die Ursache davon ist, daß die Kalksteine des weißen Jura hier sehr stark gegen das Callovien verworfen sind, und deshalb in den Steinbrüchen nur einzelne Partien entweder der mittleren oder der oberjurassischen Schichten zutage treten.

Zahlreiche Steinbrüche befinden sich südlich von der Stadt zwischen dem Wege nach Gaszyn und der Chaussee nach Czenstochau und zu beiden Seiten des Kirchhofs (Fig. 1). In den ganz nahe der Stadt liegenden Steinbrüchen wird ein weißer derber Kalkstein gewonnen und in den weiter entfernten ein bräunlichgelber Sandstein. Das Terrain südlich von der Stadt hebt sich allmählich, so daß die Steinbrüche, wo der Sandstein gebrochen wird, ein höheres Niveau (um 1—15 m) als die ersteren einnehmen.

Die Gesteine des Callovien werden zurzeit als ein gutes Bau- und Pflastermaterial in etlichen Steinbrüchen zwischen dem Friedhofe und der Chaussee ausgebeutet, außerdem finden sich dort noch zwei verschüttete Gruben; westlich vom Kirchhofe ist das Callovien ebenfalls entblößt, aber die Aufschlüsse sind klein. In dem am weitesten von der Stadt entfernten Bruche dicht an der Chaussee und an einem Nebenwege, welcher zur letzten der Stadt angehörenden Windmühle führt, habe ich folgendes Profil beobachtet:

4. Dammerde.
 3. Gelblichbrauner, stellenweise grünlichgrauer sandiger Kalkstein 1,50—1,80 m
 2. Weicher, heller, bräunlichgelber, kalkiger Sandstein mit dünnplattiger Absonderung 0,40 m
 1. Harter, heller, bräunlichgelber, stellenweise weißer, kalkiger Sandstein mit Hornstein 8,00 m
-
- 9,90—10,20 m

Der braune sandige Kalkstein ist nur noch in zwei benachbarten Steinbrüchen aufgeschlossen, andere weisen bloß die Schichten des weichen und darunter des harten bräunlichgelben Sandsteines auf. Der letztere ist am besten in einem an der Chaussee näher zur Stadt gelegenen Callovien-Steinbruche entblößt. Er zeigt hier eine deutliche horizontale Schichtung. In oberen Teile enthält dieser Sandstein noch eine große Beimischung von kohlensaurem Kalk, Hornstein kommt selten vor; statt dessen finden sich hie und da in demselben Einschlüsse eines sehr festen hellen Sandsteines. Im mittleren Teile sind zwei dünne Schichten eines weichen, sehr kalkigen, bräunlichgelben Sandsteines in geringer vertikaler Entfernung von einander eingelagert. Nach unten zu wird das Gestein kompakt, obgleich kleine unterbrochene Lagen des weichen Sandsteines noch an manchen Stellen vorkommen; der Gehalt an kohlensaurem Kalk wird gering, und das Gestein ist mit großen Stücken eines meist hellen Hornsteines erfüllt.

Der dünnplattige, weiche, bräunlichgelbe Sandstein erreicht in manchen Steinbrüchen, z. B. beim Kirchhofe, eine Mächtigkeit von 1,50 m.

Fossilien kommen verhältnismäßig sehr häufig vor; aber sie sind größtenteils schlecht erhalten, oft stark deformiert und unregelmäßig verteilt.

Im unteren harten Sandstein sind von mir nur folgende Versteinerungen aufgesammelt worden:

Collyrites sp., *Rhynchonella* sp., *Pecten demissus* BEAN., *Macrocephalites* sp.

Der weiche bräunlichgelbe Sandstein schließt schon mehr Arten ein; ich habe darin gefunden:

Holz, *Balanocrinus* aff. *pentagonalis* GOLDF. und Bruchstücke anderer Crinoidea, *Collyrites* sp., *Rhynchonella* cf. *varians* SCHL., *Pecten demissus* BEAN., verschiedene unbestimm-

¹⁾ RÖMER: Geologie von Oberschlesien. 1870, S. 234.

²⁾ SIEMIRADZKI: Geologia ziem polskich. 1903, S. 342.

bare Pelecypoden, *Macrocephalites macrocephalus* SCHL. sp. und *Macr. tumidus* REIN. (in großer Menge; viele darunter sind sehr deformiert).

Im braunen Kalksteine sind von mir gefunden worden:

Balanocrinus aff. *pentagonalis* GOLDF., *Collyrites dorsalis* D'ORB., *Rhynchonella* sp., *Pecten demissus* BEAN., *Lima duplicata* SOW., *Pleurotomaria* sp., *Macrocephalites macrocephalus* SCHL. sp., *Macr. lamellosus* SOW. sp., *Macrocephalites* sp., *Kepplerites Gowerianus* SOW. sp., *Keppl. Lahusenii* PAR. et BON. sp., *Kepplerites* sp. cf. *Amm. macrocephalus evolutus* QU. (Amm. d. Schwäb. Jura II, 1886—87, Tab. 76, Fig. 9), *Perisphinctes* sp., *Belemnites subhastatus* ZIET.

Außerdem zitiert RÖMER¹⁾ aus den Sandsteinen von Wieluń *Pecten lens* SOW., und im gräflich Dzieduszyckischen Museum in Lemberg finden sich zwei von ZEUSCHNER in Wieluń aufgesammelte Arten: *Collyrites ovalis* LESKE und *Inoceramus fuscus* QU.²⁾ vor.

Von den vorstehend aufgezählten Formen sind *Macr. macrocephalus* SCHL. und *Macr. tumidus* REIN. Vertreter der Macrocephaluszone. Die ein höheres Niveau einnehmenden braunen Kalksteine enthalten, in bezug auf Ammoniten, ebenfalls ausschließlich Formen des unteren Callovien. Unter den übrigen Fossilien sind keine für das Alter der Schichten maßgebenden Arten vorhanden, darunter ist aber *Pecten demissus* BEAN. ein für Wieluń geradezu charakteristisches Fossil: es kommt in solcher Menge vor, daß beinahe jedes Gesteinsstück entweder ein Bruchstück davon oder dessen Abdruck zeigt.

Das Callovien ist von mir in derselben petrographischen Ausbildung — aber ungenügend aufgeschlossen — noch am Wege von Wieluń nach Gaszyn nach einer kleinen Unterbrechung beobachtet worden.

Ein in wesentlichen Zügen ähnliches Profil des unteren Callovien kann man überall südlich von Wieluń (in Kłobucko, Pierzchno, Czenstochau, Wrzosowa, Choroń u. a.) aufnehmen, jedoch mit dem Unterschiede, daß die Gesteine dieser Stufe je südlicher desto kalk- und eisenhaltiger und zugleich dunkelfarbiger werden, eine Beimischung von Glaukonitkörnern bekommen und bloß zu einer geringeren, 3,50 m nicht überschreitenden Mächtigkeit gelangen (in Wieluń — 10,00 m). In allen diesen Örtlichkeiten, Wieluń ausgenommen, ist noch ein höheres Glied des Callovien vorhanden. Es ist dies eine

¹⁾ RÖMER: Geologie v. Oberschl. 1870, S. 234.

²⁾ SIEMERADZKI: Geologia ziem polskich. 1903, S. 342.

dünne sog. glaukonitische Schicht (nach MICHALSKI) des oberen Callovien (0,30 m), an deren Zusammensetzung sich verschiedenförmige knollenartige Konkretionen eines gelbbraunen, festen Kalksandsteins und darüber eine dicke oder zwei bis sechs dünne kalkige Platten beteiligen. Die meistens grüne Färbung dieser Schicht soll nicht durch den Glaukonit, sondern hauptsächlich durch Einschlüsse und Zwischenlagerungen von grünem Ton bedingt werden.³⁾ In Bzów ist das obere Callovien durch einen dunkelgrünen, sandigen, eine Menge Glaukonitkörner enthaltenden Ton vertreten.

Nach BUKOWSKI¹⁾ ist die Fauna dieser obersten Doggerschicht aus einem Gemenge von Formen, welche teils dem oberen Teile der Macrocephaluszone und hauptsächlich dem mittleren und oberen Callovien eigentümlich sind, gebildet. In Wieluń ist diese Schicht wegen starker Denudation von der Oberfläche überall weggeschwemmt worden, ist aber wahrscheinlich in großer Tiefe unter den weißen Kalksteinen zur anderen Seite der Verwerfung (s. unten) vorhanden.

In der Nähe von Bzów fängt schon die oolithische Facies des Callovien an (Łosnice, Wysoka Pilecka, Raclawice u. a., im angrenzenden Galizien: Czatkowice, Paczaltowice) mit einer reichen und mannigfaltigen Fauna (in einigen Punkten kann man eine untere und obere Abteilung unterscheiden). Im Krakauer Gebiete, wo die oolithische Facies im Callovien vorherrscht, kommt jedoch auch dieselbe Sandsteinfacies, wie sie in Wieluń von mir beobachtet worden ist, wieder. Vor kurzer Zeit, während eines gelegentlichen Aufenthaltes in Krakau, gelang es mir, dank der Freundlichkeit der Herren Assistenten am geologischen Kabinett der Krakauer Universität, K. WÓJCIK und W. KUŹNIAR, zwei schöne Aufschlüsse der mittelljurassischen Schichten in Zalas und Kozłowiec bei Tenczynek zu besichtigen. Bei Zalas liegen über dem eruptiven Porphyrfossilien (?) Sande mit Zwischenlagen von Konglomeraten, darüber folgt ein gelblichgrauer kalkiger Sandstein mit kleineren und größeren Quarzkörnern; der Sandstein geht nach oben in eine dünne Schicht gelblichbraunen rostfleckigen Kalksteins über; darauf kommen die weißgrauen Mergel des unteren Oxfordien mit *Cardioceras*-Arten.²⁾ Der untere Teil der

³⁾ v. REHBINDER: Über den sog. Glaukonitmergel des Callovien im südwestlichen Polen. Diese Zeitschr. 56, 1904, Monatsber. 11—14.

¹⁾ BUKOWSKI: Über die Jurabildungen von Czenstochau in Polen. Beiträge zur Paläontologie Österreich-Ungarns. 1887, S. 85.

²⁾ BIENIASZ und ZUBER: Notiz über die Natur und das relative Alter der Eruptivgesteine von Zalas im Krakauer Gebiete. Verhandl. geolog. Reichsanstalt Wien 1884, S. 254.

Sandsteine ist mit noch nicht bestimmten Austern erfüllt; der obere Teil aber enthält eine gut erkennbare Fauna des unteren Callovien, wesentlich aus Ammoniten bestehend; ich habe hier unter anderen *Macrocephalites macrocephalus* SCHL., *Macr. tumidus* REIN. und noch andere Macrocephaliten sowie verschiedene Perisphinctes-Arten gesehen. Dieselbe, aber mannigfaltigere Fauna findet sich auch höher im braunen Kalksteine. In Kozłowiec ist derselbe gelblichgrau Kalksandstein wie in Żalas, aber mit Zwischenlagen von Sanden und in etwas anderer Ausbildung aufgeschlossen, oben liegt derselbe braune Kalkstein; eine Überdeckung durch Oxfordienmergel ist nicht vorhanden. Die Fauna des unteren Callovien besteht hier aus einer ganzen Serie von ausgezeichnet schönen, durchweg sehr großen und gut erhaltenen Ammoniten, Pelecypoden und Gastropoden, von denen viele neu zu sein scheinen. Im Museum des geologischen Kabinetts der Jagiellonischen Universität in Krakau ist aus diesen zwei Lokalitäten eine vortreffliche Sammlung von den obengenannten Herren zusammengebracht, deren sorgfältige Bearbeitung und baldige Beschreibung sehr wünschenswert erscheint¹⁾.

Die oberjurassischen Kalksteine werden in Wieluń zu Bauwerken und zum Kalkbrennen in vielen Steinbrüchen ganz nahe der Stadt, von deren südlicher und östlicher Seite, gewonnen. Außerdem an dem sich gegen SO von Wieluń erstreckenden Wege nach dem Dorfe Ruda sind noch etliche Gruben angelegt, die letzte dicht vor dem Dorfe Ruda. In einer am weitesten von der Stadt liegenden Grube, östlich von der Chaussee nach Czenstochau, ist unter der Dammerde ein weißer ziemlich fester mergeliger geschichteter Kalkstein bloßgelegt, nach unten zu enthält er untergeordnete Zwischenlagen eines graulichen Tones; ganz zuunterst gesellen sich dem Gestein Feuersteine zu. Einen geschichteten weißen Kalkstein kann man nur noch in wenigen Steinbrüchen beobachten, in allen anderen dagegen verrät der Kalkstein gar keine Schichtung; er ist von gelblichweißer Farbe, hat eine unregelmäßige Struktur und ist von größeren und kleineren Feuersteinknollen durchsetzt, welche sehr oft leicht aus dem Gesteine herausfallen. Die Bänke des Kalksteins da, wo sie zu beobachten sind, liegen nahezu vollkommen horizontal oder sind, so viel man sehen kann, schwach gegen Süden geneigt. Die Mächtigkeit dieser Kalksteine in verschiedenen Steinbrüchen überschreitet nicht 7,00 m.

¹⁾ KONTKIEWICZ: Badania geol. w pasmie form. Jura między Krakowem a Częstochową. Pam. Fizyogr. X, 1890, S. 3.

SIEMIRADZKI hat, wie schon oben erwähnt wurde, die weißen Kalksteine von Wieluń teils dem Oxfordien, teils dem Kimmeridgien zugewiesen, was durch die von ihm gefundenen Ammoniten genügend bewiesen wird. Ich habe in den weißen Kalksteinen sehr wenig Versteinerungen gesammelt, — nämlich im unteren Teile der Kalke nur *Perisphinctes torquatus* SOW. — eine Form des unteren Kimmeridgien, andere dagegen, wie *Per. Roubyanus* FONT. aus derselben Zone und *Per. orientalis* SIEM. aus der Transversariuszone, wurden von mir lose gefunden.¹⁾

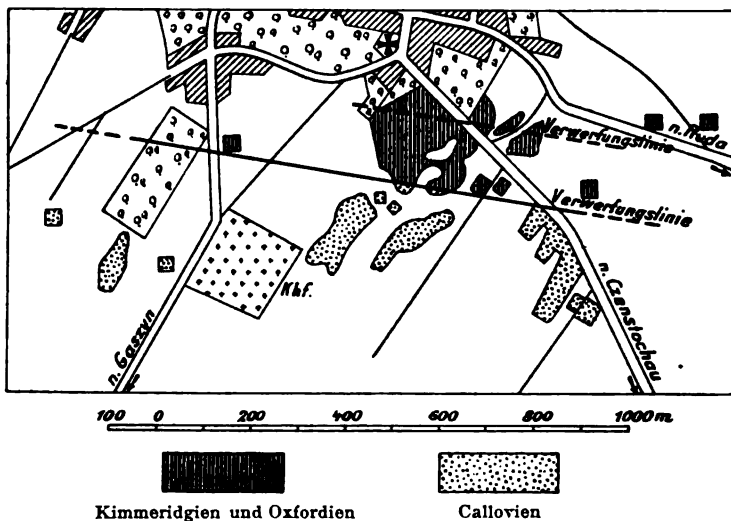


Fig. 1. Situationsplan der Steinbrüche bei Wieluń.

Nehmen wir die diesbezüglichen Forschungen von SIEMIRADZKI ferner in Betracht, so muß bemerkt werden, daß er bei der Aufzählung der Oxfordien- und Kimmeridgien-Formen von Wieluń nichts davon erwähnt, ob die von ihm beschriebenen Perisphincten aus einem oder aus verschiedenen Steinbrüchen herkommen. Im ersten Falle müßte man voraussetzen, daß, trotz der verhältnismäßig unbedeutenden Dicke des Kalksteinkomplexes (7,00 m), in demselben das untere (?), mittlere und ein Teil des oberen Oxfordien sowie das untere Kimmeridgien vertreten sind. Im zweiten Falle müßte man annehmen, daß einzelne Partien der Kalksteine gegeneinander abgestürzt

¹⁾ Die Bestimmung dieser Perisphincten verdanke ich der Liebenswürdigkeit des Herrn Prof. J. SIEMIRADZKI in Lemberg.

sind, so daß in benachbarten Steinbrüchen in einem Niveau Versteinerungen verschiedener Stufen vorhanden sind. Die zweite Voraussetzung ist, wenn man ins Auge faßt, daß das Terrain der Juraablagerungen bei Wieluń starken Dislokationen unterworfen war, meiner Meinung nach viel wahrscheinlicher.

Wie schon oben gesagt wurde, sind die Oxfordien- und Kimmeridgien-Kalksteine gegen die Sandsteine des Callovien verworfen und sogar in ein tieferes Niveau als diese gebracht worden. Die Verwerfungslinie ist sehr leicht zu verfolgen (Fig. 1). Von der Chaussee ab geht sie ein Kilometer lang in WNW-Richtung zwischen dem Friedhofe und der Stadt, kreuzt dann einen Garten am Wege nach Gaszyn und verliert sich endlich weiter

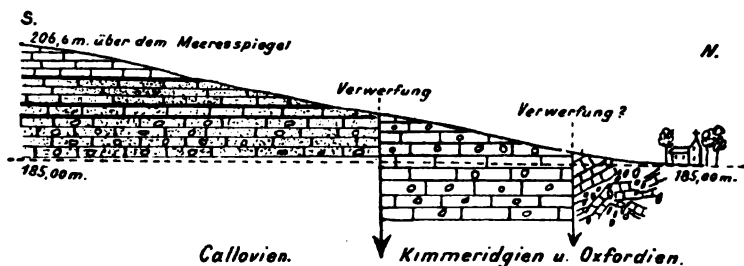


Fig. 2. Querschnitt durch den Jura von Wieluń.

gegen Westen. Nördlich von der Verwerfung befinden sich die Steinbrüche mit Oxfordien- und Kimmeridgien-Kalken, südlich davon die Steinbrüche mit Gesteinen des Callovien, wobei sowohl in den einen als auch in den anderen die Schichten nahezu ganz horizontal gelagert sind (Fig. 2). Die Stelle der Verwerfung sieht man ganz deutlich in dem größten Steinbruche, welcher zur Gewinnung des Kalkes am meisten ausgebeutet wird; an seinem südlichsten Ende befindet sich eine, nur etliche Meter breite Spalte, die mit angeschwemmtem Material ausgefüllt ist. Unter der Dammerde liegen darin:

- | | |
|---|--------------|
| 3. rötlichbrauner toniger Sand mit Bruchstücken der benachbarten Sand- und Kalksteine und auch Geschieben von kristallinen Gesteinen | 1,20 m |
| 2. bräunlichgelber Lehm mit großer Menge von Feuersteinen und wenigen, oft stark verwitterten Geschieben von kristallinen Gesteinen; der Lehm enthält große Nester zertrümmerten Kalksteins | 2,50 m |
| 1. tiefer. — Schutthaufen | 1,50 m |
| | <hr/> 5,20 m |

Zur einen Seite der Spalte befindet sich im Steinbruche weißer Kalkstein, zur anderen Bruchstücke der Callovien-Gesteine; etliche Schritte von der Spalte entfernt ist der Sandstein in Steinbrüchen anstehend bloßgelegt.

Wenn wir das allgemeine Streichen der Juraschichten von SO nach NW in dem Jurazuge zwischen Krakau und Wieluń auch für letzteres Vorkommen annehmen wollen, so ergibt sich, daß die von mir beschriebene Verwerfung, welche die Richtung von OSO nach WNW hat, eine diagonale ist. Der gesunkene Teil nimmt den Raum, auf welchem die Stadt samt den nächsten Kalksteinbrüchen gelegen ist, ein. Südlich von der Verwerfung wurden die oberjurassischen Kalksteine und auch das ganze obere Callovien vollständig denudiert. Die Größe der Verwerfung ist natürlich nicht geringer, als die sichtbare Mächtigkeit der weißen Kalksteine und die des oberen Callovien beträgt, d. h. jedenfalls mehr als 7,00 m.

In einem Steinbruche östlich von der Chaussee, schon in den Grenzen der Stadt, habe ich eine Spur einer zweiten Verwerfung beobachtet. Hier ist im südlichen Teile des Steinbruches ein weißer geschichteter Kalkstein mit selten vorkommenden Feuersteinen auf eine beträchtliche Tiefe entblößt. Im nördlichen Teile des Steinbruches befindet sich ein vollständig zertrümmerter, mit Feuersteinen und Geschieben von kristallinischen Gesteinen vermischter weißer Kalkstein.

Bei sorgfältigerer Durchforschung des Terrains würde es wahrscheinlich möglich sein, den geologischen Bau der Stadt Wieluń und ihrer Umgebung genauer aufzuklären.

Verwerfungen und andere Dislokationen sind schon an vielen Punkten unseres Jurazuges nachgewiesen worden. Am größten sind bekanntlich die Juraschichten im Krakauer Gebiete disloziert.¹⁾ In den Grenzen von Russisch-Polen ist die Lagerung der jurassischen Sedimente eine nahezu normale. Eine große jurassisch-triadische Verwerfung wurde bei Klucze beobachtet.²⁾ In Czenstochau hat BUKOWSKI³⁾ eine Verwerfung SO — NW-Richtung durch den ganzen Klosterberg verfolgt, eine andere Verwerfung in ungefähr ost-westlicher Richtung bemerkte daselbst v. REHBINDER⁴⁾. Es ist nicht zu leugnen, daß die von mir in Wieluń beobachtete Verwerfung sich von

¹⁾ ZARĘCZNY: Atlas geologiczny Galicyi, III, 1894, S. 233—235.

²⁾ DOBÓRZYŃSKI: Złoza rudy żelaznej w majątku Klucze. Pam. Fiz., XVI, 1895.

³⁾ BUKOWSKI: a. a. O. S. 79—80.

⁴⁾ v. REHBINDER: Untersuchungen im braunen Jura in der Umgebung von Czenstochau. Diese Zeitschr. 55, 1903, Monatsber. S. 32.

derjenigen auf Jasna Góra in Czenstochau im wesentlichen nicht unterscheidet, aber größere Dimension besitzt.

Leider ist der Höhenrücken zwischen Krakau und Wieluń in seinem nördlichen Teile noch wenig in dieser Hinsicht untersucht worden. Weitere Nachforschungen in dieser Richtung werden uns ohne Zweifel den geologischen Bau dieses Zuges näher aufklären helfen.

16. Über die Frage der Ausdehnung der Silikate beim Erstarren.

Von Herrn C. DOELTER.

Graz, im Juli 1907.

Die Frage, ob Silikate sich beim Schmelzen ausdehnen oder zusammenziehen, beschäftigt die Geologen noch immer, obgleich die Physiker¹⁾ sich längst für die Anschauung entschieden haben, daß keine Ausdehnung bei der Erstarrung eintrete. Es ist verlockend, eine Ausdehnung des Magmas beim Erstarren zur Erklärung der vulkanischen Erscheinungen heranzuziehen, wobei aber übersehen wird, daß das Magma ja aus einem Gemenge von Silikatschmelzlösung und von Gasen besteht, und es viel naheliegender ist, letztere zur Erklärung zu benutzen, da ja die Ausdehnung des Silikates, selbst wenn sie nämlich erwiesen wäre, keine so große sein kann, um gewaltige explosive Erscheinungen herbeizuführen, um so mehr, als die Erstarrung eines Silikates infolge der Unterkühlung langsam vor sich geht.

Die Frage, ob Silikate sich beim Schmelzen ausdehnen, ist daher mehr von theoretischem Interesse als von praktischem für die Geologie, da gasfreies Magma ja nicht existiert. Die Ansicht der Physiker und Mineralogen, daß reines Silikat sich beim Schmelzen ausdehnt, stützt sich 1. auf die Bestimmung des spezifischen Gewichtes des kristallisierten und desselben glasigen Silikates, 2. auf direkte Beobachtung der Ausdehnung, 3. auf Schwimmversuche in Schmelzen.

Was den ersten Punkt anbelangt, so liegen von sehr vielen Forschern seit 50 Jahren zahlreiche Bestimmungen vor, die

¹⁾ Siehe TAMMANN: Kristallisieren und Schmelzen, S. 48.

die Ausdehnung beim Schmelzen an und für sich genügend beweisen.

Ebenso liegt eine direkte Bestätigung der Ausdehnung beim Schmelzen durch die berühmte Arbeit von BARUS für Diabas vor. Herr SCHREIBER sucht nun in Nr 4 dieser Monatsberichte¹⁾ diesem Versuche Beweiskraft dadurch zu nehmen, daß er sagt, die Ausdehnung erfolge nur durch die Gase; er bleibt jedoch dafür jeden Beweis schuldig; aus der genauen Darstellung von BARUS ist keineswegs zu entnehmen, daß sich dieser ausgezeichnete Physiker derart hätte täuschen lassen²⁾).

Die Bestimmungen 1 und 2 beweisen eigentlich bereits genügend die Ausdehnung beim Schmelzen³⁾, doch ist es jedenfalls von Interesse, Schwimmversuche anzustellen. Dabei muß man sich aber hüten, festen Basalt in seiner eigenen Schmelze zum Versuche auszuwählen, denn Basalt schwimmt stets in seiner Schmelze; die einschlägigen Versuche SCHREIBERS bieten daher gar nichts Neues. Warum der Basalt nicht unter-sinkt, habe ich früher ausführlich erörtert⁴⁾ und brauche daher darauf nicht zurückzukommen.

SCHREIBER glaubt die Resultate früherer, auch meiner Versuche dadurch zu verbessern, daß er in dem löblichen Bestreben, den Basalt blasenfrei zu erhalten, diesen 4—5 mal umschmilzt; das wird aber nicht hindern, daß die Ofengase stets den Tiegel durchdringen und den Schwimmkörper, wie ich es bei meinen Versuchen beobachtete, nach oben treiben, und daher die Schmelze auch bei öfterem Umschmelzen nicht ganz blasenfrei sein kann; man gebe irgend ein Silikatpulver auf die Schmelze, und man wird sofort dieses auffliegen sehen; durch die heißen Gase wird jeder Körper nach oben getrieben, es muß daher die Differenz der spezifischen Gewichte von Schwimmkörper und Schmelze schon größer sein, um diesen Widerstand zu überwinden. Auch muß der Schwimmkörper einen höheren Schmelzpunkt besitzen als die Schmelze, da er ja sonst sofort unten anschmilzt; alle diese Umstände müssen berücksichtigt werden, und Versuche, bei welchen dies nicht der Fall ist, können nicht als genaue bezeichnet werden. Es sind aber auch eine Reihe anderer Ursachen, die ebendazu

¹⁾ Diese Zeitschr. 59, 1907, S. 122.

²⁾ Versuche mit Gläsern sind natürlich belanglos, da sie ja beim Erhitzen wie beim Erstarrten keine plötzliche Volumsveränderung geben können.

³⁾ Siehe auch SCHWEIG, N. Jahrb. Min. Beilage-Bd XVII, 1903.

⁴⁾ N. Jahrb. Min. 1901, II, S. 141.

führen, daß fester Basalt trotz seines höheren spezifischen Gewichtes nicht untergeht; ich verweise in dieser Hinsicht auf meinen erwähnten älteren Aufsatz.

Daß eine gesinterte Basaltkruste bei jenen Versuchen auf der Basaltschmelze stets schwimmt, ist sehr begreiflich, denn diese Kruste ist ja sehr porös und muß daher leichter sein als die Schmelze. Herr SCHREIBER legt großes Gewicht auf das Umschmelzen des Basaltes, wobei er aber übersieht, daß 5 mal umgeschmolzener Basalt auch chemische Veränderungen durch Oxydation usw. durchmacht, also nicht mehr dem Naturprodukte entspricht. Feste Schwimmstücke von umgeschmolzenem Basalt sind überhaupt nicht mehr mit diesem identisch, wovon sich Herr SCHREIBER durch Vergleich der Schliffe hätte überzeugen können; insbesondere enthält solcher Basalt dann viel mehr Glas, ist also an und für sich viel leichter. Auf andere Versuchsfehler wie Rühren mit Eisendraht, wodurch die Schmelze sich mit Eisen anreichert, brauche ich nicht einzugehen.

Dann erwähnt SCHREIBER selbst, daß seine Tiegel durchgeschmolzen waren, wodurch natürlich auch die chemische Zusammensetzung verändert wird. In keinem Falle hätte jedoch wieder Basalt (schon wegen des gleichen Schmelzpunktes) als Schwimmkörper verwendet werden sollen, sondern viel höher schmelzende Kristalle von bekanntem spezifischen Gewicht. Bei der Berechnung ist allerdings das spezifische Gewicht des Schwimmkörpers von 20° auf die Temperatur der Schmelze umzurechnen, ich verweise hier auf eine ausführliche Arbeit von DALY¹⁾, die SCHREIBER nicht erwähnt. Die Fehlerquellen bei den Versuchen SCHREIBERS sind also derartige, daß letztere nicht beweiskräftig sind.

Was nun die Ausdehnung des Tiegelmateriale anbelangt, so wäre, wenn die Ansicht von der Ausdehnung der Silikatschmelze beim Erstarren richtig wäre, zu erwarten, daß die Tiegel zertrümmert würden. SCHREIBER hat nun ebenso wenig wie die vielen anderen Beobachter konstatiert, daß die Tiegel zersprengt wurden; er spricht aber davon, daß über dem Schmelzgut ein Ring abgesprengt sei, was aber wahrscheinlich von der ungleichmäßigen Abkühlung des rascher erstarrenden Tiegelandes herrühren dürfte. Ich kann Herrn SCHREIBER und jedem, der sich dafür interessiert, viele Hunderte von Tiegeln zeigen, die bei der Erstarrung vollkommen unversehrt bleiben, wofern der Tiegel nicht etwa

¹⁾ Am. Journ. 1903.

rasch gekühlt wird; gerade bei langsamer Abkühlung findet Springen nicht statt.

Ich komme daher zu dem Schlusse, daß aus den Versuchen SCHREIBERS, soweit die Abweichungen sich nicht ohnedies durch die unzweckmäßige bzw. fehlerhafte Art des Experimentierens bei der Umschmelzung eines Basaltes (wodurch eben ein anderes Produkt als das ursprüngliche entstand) erklären lassen, kein Beweis dafür hervorgeht, daß ein Silikat beim Erstarren sich ausdehnt, im Gegenteil gerade das Verhalten der Tiegel dagegen spricht.

17. Ein verschollener Meteorit aus dem Jahre 1809.

Von Herrn ARTHUR WICHMANN.

Utrecht, 16. August 1907.

BENNETT P. GATEWOOD war am Morgen des 17. Juni 1809 von der südlich von Rhode Island gelegenen Block-Insel mit der Bestimmung nach der Antilleninsel St. Barthélemy ausgesegelt. Als sein Schiff sich nach stürmischer Fahrt am 19. unter $30^{\circ} 50' N$, $70^{\circ} 25' W$ befand, prasselten abends gegen 11 Uhr Meteoriten in größerer Zahl ins Meer nieder. Nur einer der Steine, im Gewichte von 6 Unzen (170 g), „of the colours of iron, and appears to be impregnated with copper“, konnte auf dem Deck aufgelesen werden. „The stone may be seen and examined by any person who wishes to gratify his curiosity, by calling at the residence of the subscriber, in Westminster-street“¹⁾. Die Gelehrten von Rhode Island scheinen von diesem Anerbieten keinen ausgiebigen Gebrauch gemacht zu haben, da man von der Existenz dieses Meteoriten — meines Wissens überhaupt der einzige, welcher auf dem offenen Meere gesammelt worden ist — niemals wieder etwas vernommen hat.

¹⁾ BENNETT P. GATEWOOD: Fall of Meteoric Stone at Sea. Naval-Chronicle XXIII, London 1810, S. 96 (aus der Zeitung „The Rhode Island American“).

18. Entdeckung der Dinotheriensande an dem Niederrhein.

Von Herrn H. POHLIG.

Bonn, im Juli 1907.

Nach Suchen durch Jahrzehnte ist es mir vor kurzem endlich gelungen, die Dinotheriensande an dem Niederrhein mit aller wünschenswerten Sicherheit festzustellen; wahrscheinlich gemacht war ja ihr Vorkommen schon längst durch die von mir bereits betonte ältere Fundortangabe eines Zahnes von *Mastodon longirostris* über der Braunkohle von Alfter bei Bonn. Es erweist sich nunmehr, daß die kürzlich von mir beschriebenen¹⁾ und dort benachbarten Sande mit Geschieben des Maas-Flusses, welche durch ihre hochgelbe Farbe und petrographische Bildung bei Bonn einzig dastehen, auch Dinotheriensande sind. Denn sie entsprechen völlig (abgesehen von den Maasgeschieben) den ockergelben Sanden über der Braunkohle des Neuwieder Beckens, aus denen ich gegenwärtig einen Molaren von *Aceratherium* und *Dinotherium* erhalten habe. Diese Sande überlagern dort die Braunkohlentone an dem Westrande des Westerwaldes bei Bannberscheid und Baumbach, in der Nähe von Montabaur. Bei Bonn ist dieses ältere Pliocän also überlagert durch jüngstes — die ältesten Rheinsande der Hochfläche. Die Sande mit Kieseloolith bei Brohl usw. mögen zum Teil wohl noch mitteltertiär sein; die Kieseloolithe selbst sind nach meinen Erfahrungen nur eine Abart der Braunkohlensilicite („Knollensteine“), denn oolitische Bildungen sind in unserer Braunkohle nicht selten und von mir früher als Eisenooolithe und Tonoolithe (analog den süddeutschen Bohnerzen) in den Sitzungsberichten der Niederrheinischen Gesellschaft beschrieben worden. Kieselige Oolithe habe ich selbst nirgends gefunden in der Bonner Gegend.

¹⁾ Diese Zeitschr. 58, 1906, Monatsber. Nr 11. — Es ist dort von einer alten Mündung der Maas in die niederrheinische Bucht bei Bonn die Rede.

19. Ein abnormer Mammutzahn aus Neusibirien.

Von Herrn H. POHLIG.

Bonn, im Juli 1907.

Zur Begutachtung erhielt ich von Petersburg einen von M. PAWLOW¹⁾ sehr gut abgebildeten Zahn der Expedition VON TOLLS aus Neusibirien, von dem angenommen war, daß er vielleicht einer noch unbekannten Tiergruppe angehörte. Indes erweist er sich sogleich durch die starke Zementhülle als Proboscidierzahn und durch die dünnen Schmelzwände als Mammutzahn, aber als ein ganz abnormer. Wahrscheinlich ist es das (ausnahmsweise einmal) isolierte Vorderende eines I. wahren Molaren, sonach ein überzähliger Zahn; die Schmelzlamellen liegen auch nicht hintereinander in Reihen, sondern es ist ein Haufen von „Digitellen“, zylindrischen Schmelzröhren, umeinander, wie es an den Hinterenden letzter Molaren nicht selten ist. Eine ähnliche, jedoch minder extravagante Abnormalität eines Milchzahnes vom Mammut habe ich in meiner Monographie²⁾ aus dem Dresdener Museum abgebildet.

¹⁾ Mém. acad. Petersburg 1906, math. Kl., XIX (XXI), Nr 1, S. 33, Taf. 3, Fig. 7.

²⁾ H. POHLIG: Dentition und Kranologie des *Elephas antiquus*. Halle 1888 (Nova Acta Acad. Leopold.), S. 85, Fig. 26; und ebenda 1891, S. 441, Textfig. 144.

Neueingänge der Bibliothek.

STEINMANN, G.: Der Unterricht in Geologie und verwandten Fächern auf Schule und Universität. Aus: Natur und Schule VI. Leipzig 1907.

— Über das Diluvium am Rodderberge. Aus: Sitz.-Ber. d. Niederrhein. Ges. für Natur- und Heilkunde zu Bonn 1906.

— Diluvium in Süd-Amerika. Aus: Diese Zeitschrift 58, 1906. Monatsber. 8–10.

STILLE, H.: Geologische Studien im Gebiete des Rio Magdalena. Aus: Festschrift z. 70. Geburtstage von Ad. v. KOENEN. Stuttgart 1907.

Monatsberichte

der

Deutschen geologischen Gesellschaft.

Nr. 10/11.

1907.

Protokoll der Sitzung vom 6. November 1907.

Vorsitzender: Herr BEYSLAG.

Er macht von dem Ableben der beiden Mitglieder, k. k. Hofrat und Oberbergrat Dr. EDMUND MOJSISOVICŠ EDLER VON MOJSVAR in Wien und Prof. Dr. SCHREIBER in Magdeburg Mitteilung.

Die Anwesenden erheben sich zu Ehren der Heimgegangenen von ihren Plätzen.

Sodann wird das Protokoll der Juli-Sitzung vom Schriftführer verlesen und von der Versammlung genehmigt.

Als neue Mitglieder wünschen der Gesellschaft beizutreten:

Herr Dr. CARL GÄBERT in Leipzig, Ostplatz 5, auf Vorschlag der Herren H. CREDER, REINISCH und ZIRKEL;

Herr Bergassessor KUKUK in Bochum, Bergschule, vorgeschlagen durch die Herren SALOMON, BECK und WAHNSCHAFTE;

Herr JEAN BALTHAZAR in Bonn, Koblenzerstraße 99, vorgeschlagen durch die Herren BEYSLAG, WAHNSCHAFTE und HASLACHER.

Sodann legt der Vorsitzende eine Anzahl der neu eingegangenen Schriften vor und bespricht sie.

Herr A. VON KOENEN sprach über Diluvialbildungen bei Northeim und Gronau.

In den Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte der Blätter Nörten, Moringen und Lindau hatte ich vor 13 Jahren als vermutlich fluviatiles Pliocän Schichten angeführt, die südwestlich von Northeim in den Ziegelei-Tongruben von

VOGT und von KERL ausgebeutet werden, von dem gewöhnlichen Lößlehm zum Teil sehr abweichen und über Schottermassen besonders von Muschelkalkgeröllen liegen.

Die Tongruben sind seitdem sehr bedeutend erweitert worden und jetzt bis über 9 m tief. Auch jetzt noch stehen zu unterst bis zu 2 m dunkle, fette Tone an, welche Pflanzenreste sowie stellenweise zahlreiche Klümpchen von Blaueisenerde enthalten. Darüber folgen vorwiegend braune bis graubraune, meist wohlgeschichtete sandige und tonige Lagen, welche besonders nach oben dem Lößlehm gleichen und wohl auch von solchem bedeckt werden.

Außer größeren Stücken von in Lignit verwandeltem Holz finden sich namentlich in den obersten Schichten, seltener in den tieferen, bis über 0,5 m dicke, abgerundete Blöcke eines mäßig festen, graubraunen Quarz-Sandsteins, welcher zuweilen kleinere Milchquarzgerölle enthält und auch in der näheren Umgebung auf den Feldern umherliegt. Derartige Sandsteine kenne ich nicht anstehend in älteren Schichten der dortigen Gegend, und vergleichbar sind sonst nur die miocänen Quarzsande und freilich meist viel härteren Sandsteine und Quarzite, wie sie unter den Basalkuppen der Gegend von Dransfeld bis zur Bramburg, in einer kleinen Graben-Versenkung auch bei Moringen erhalten sind.

Früher sollen Haselnüsse und Bucheckern in den dunklen Tonen vorgekommen sein, und einen Zapfen, anscheinend von *Picea excelsa*, fand ich vor einigen Jahren in der KERLSchen Tongrube. Vor längeren Jahren war aber, wie mir berichtet wurde, etwa 5 m unter der späteren Sohle der VOGtschen Tongrube das Skelett eines sehr großen Tieres angetroffen worden, von welchem leider nichts aufgehoben worden war.

Die beiden Tongruben werden im übrigen in einer rundlichen, sehr deutlichen Anschwellung des Geländes betrieben, welche sich gegen 15 m über den Leinespiegel erhebt.

Die VOGtsche Tongrube war aber zeitweise mehr nach Nordosten hin vorgetrieben worden und hatte dort auch rote Tone sowie braune Tone mit zahlreichen größeren Gipskeuperbrocken angetroffen und endlich, unter einer wenig mächtigen Lage kleinerer Gerölle, auch rote Tone und graue Sandsteine des Gipskeupers, der etwas weiter nach Nordosten zu Tage tritt.

Einige kleine Verwerfungen, welche bis zu 1 m Sprunghöhe haben, durchsetzen sowohl den Gipskeuper als auch die Gerölletage und den darüber folgenden Ton und Lehm.

Im letzten Sommer wurden nun, wie Herr VOGT mir freundlichst mitteilte, an einer Stelle, wo die Tone usw. 9 m hoch

aufgeschlossen waren, in einem dunklen Tonstreifen 2 m unter der Tagesoberfläche Knochen und Zähne gefunden und mir dann übergeben. Sie waren recht mürbe und meistens zerbrochen, doch ließ sich feststellen, daß es Kieferbruchstücke, ein Eckzahn und ein nicht abgekauter Backenzahn eines Bären sind.

Durch diesen Fund wird es aber wahrscheinlich, daß jene Schichten jünger sind als Pliocän, ob alt- oder jungdiluvial, muß zunächst noch unentschieden bleiben, da nordische glaziale Bildungen nicht weiter südlich reichen als bis in die Gegend von Kreiensen, gegen 20 Kilometer nördlich von Northeim.

Immerhin liegen die Sohlen der Tongruben nur wenige Meter über der jetzigen Hochwasserlinie der Leine, und die „Auelehme“ des Leinetales sind stellenweise schwärzlich und sehr tonig, so daß sie recht wohl mit den dunklen Tönen der Tongruben verglichen werden können; in noch höherem Grade gilt dies natürlich von den braunen, mehr sandigen und lehmartigen Schichten der Tongruben, die unzweifelhaft alte Leine-Ablagerungen sind.

Die erwähnten Verwerfungen haben somit eine recht späte Entstehung.

Verwerfungen von geringer Sprunghöhe im nordischen Diluvium wurden auch in der Gegend von Gronau beobachtet bei der geologischen Kartierung, die ich mit Hilfe des Herrn Dr. SCHLUNCK ausführte. Es ist dort nur eine Vereisung nachzuweisen, aber der Geschiebelehm hat recht große Verbreitung, und unter ihm tritt stellenweise nordischer Schotter hervor, aber in großer Erstreckung nördlich von den Sackbergen, der sogenannten Gronauer Kreidemulde FÖRSTERS, ein Schotter von meistens nußgroßen Plänergeröllen, der also als präglazial zu bezeichnen ist, im Gegensatz zu einem postglazialen Schotter einheimischer Gesteine, welcher im Leinegebiet oft neben zahlreichen Plänergeröllen auch andere und Sand, namentlich auch nordisches Materialenthält.

Herr E. ZIMMERMANN-Berlin sprach über den Buntsandstein bei Saalfeld in Thüringen und über sandgeschliffene Gerölle in dessen Konglomeraten.

Aus dem Vortrage sei besonders folgendes hervorgehoben: Im Buntsandstein bei Saalfeld treten mindestens 3 Konglomeratlager auf; diese sind zwar auch schon bei der ersten Aufnahme des Blattes erkannt, ihre Einzelvorkommnisse da-

mals aber teilweise verwechselt worden, wie die gegenwärtige Neuaufnahme auf dem neuen, sehr viel genaueren Meßtischblatt erwiesen hat. Alle drei Konglomerate haben nur geringe Mächtigkeit, von $\frac{3}{4}$ bis höchstens 5 m.

Das oberste Konglomerat bildet die Basis des Chirotheriensandsteins und ist eigentlich nur ein kiesiger Sandstein mit 1 bis 3 mm Korngröße und einzelnen bis 15 mm großen Geröllern. Unter diesen fallen neben den vorwiegenden (Quarzen fleischrote Orthoklasgerölle von ziemlicher Frische, mit guter Spaltbarkeit, durch ihre Häufigkeit auf.

Das unterste Konglomerat ist in gleicher Weise ein kiesiger Sandstein mit einzelnen bald sehr häufigen, bald un-
gemein seltenen größeren Geröllern; es ist in gleicher Weise durch den Reichtum an frischen Orthoklasgeröllern gekennzeichnet. Aber es erreichen die Gerölle, insbesondere natürlich die auch hier weitaus vorwiegenden Quarze, Größen bis zu 5 und mehr cm. Die Mächtigkeit dieser Zone mag 5 m erreichen.

Die mittlere Zone ist stellenweise ein wirkliches Konglomerat von $\frac{1}{2}$ bis $\frac{3}{4}$ m Mächtigkeit, aus vorherrschenden Geröllern von Haselnuß- bis Faustgröße bestehend, mit mehr zurücktretendem Sandbindemittel; bald ist es aber auch nur ein kiesiger Sandstein mit vereinzelt und z. T. recht selten eingestreuten bis walnußgroßen Geröllern; bald endlich ist es eine Zone von an sich geröllfreiem feinkörnigen Sandstein, der auf einer oder zwei Schichtflächen (die etwa 1—1', m voneinander abstehen) die Gerölle wie ein Pflaster dicht nebeneinander darbietet. Der Wechsel dieser Auftretensweise erfolgt oft sehr schnell, innerhalb weniger Meter, und erschwert so die Verfolgung dieser Bank außerordentlich. Sie wird aber wieder dadurch erleichtert, daß diese Gesteine, seien sie geröllreich oder auch ganz -frei, bei der Verwitterung gern ungewöhnlich große (bis über 5 dm) Blöcke von massigen, gerundeten Formen liefern, denen man die Lage der Schichtung gewöhnlich gar nicht mehr ansieht, während fast alle andern Sandsteinbänke, soweit sie nicht zu losem Sand zerfallen, Brocken liefern, die noch an ihrer mehr oder minder plattigen Gestalt die ursprünglichen Schichtebenen zu erkennen geben. Die genannten großen Blöcke können gelegentlich ganze Felsmeere bilden. — Weiter wird der Sandstein dieser mittleren Geröllzone oft gekennzeichnet durch vereinzelte oder nur zu zweien oder dreien nahe beieinander liegende rein kugelige Konkretionen von Walnuß- bis Apfelgröße, die aus derselben Masse wie das Muttergestein bestehen, deren

äußere Schale aber leichter verwittert, mürbe wird und herausfällt, während der Kern längere Zeit fest bleiben und in der entstandenen Hohlkugel frei bewegt werden kann. Häufig siedeln sich darin Moose an, und ihre Polster lassen dann nicht sogleich die Kugelkonkretion darunter erkennen. — Ein weiteres Kennzeichen dieser Bank ist das, wie es scheint, fast vollständige Fehlen von Orthoklasgeröllen, wenn auch winzige Kaolinkörnchen zwischen der übrigen Sandsteinmasse gelegentlich recht reichlich sein können. — Endlich kann noch als ein gewisses Kennzeichen dienen, daß einige Meter (die genaue Zahl kann ich noch nicht angeben) darüber jener Sandsteinhorizont auftritt, in dem zuerst KOLESCH die *Gervillia Murchisoni* in großer Menge nachgewiesen hat.

Mit dieser mittleren Konglomeratbank möchte ich auch jetzt noch den Mittleren Buntsandstein beginnen lassen oder höchstens einige (2 bis 10) Meter darunter noch dazu nehmen, die sich in ihrem Habitus mehr den darüber als den tiefer folgenden Schichten anschließen.

Das untere Konglomerat, 60 bis 120 m unter dem mittleren gelegen, würde dann eine bestimmte Zone im Unteren Buntsandstein bilden und dessen weitere Gliederung erlauben.

Hier soll auf diese Frage nicht weiter eingegangen werden. Dagegen sei in Bezug auf die Heimat der Gerölle noch hervorgehoben, daß die Quarze, die die Mehrzahl der Gerölle bilden, nicht mit den Gangquarzen aus dem thüringischen Schiefergebirge übereinstimmen, sondern aus einem Glimmerschiefer- oder Gneisgebirge zu stammen scheinen, daß ferner die nächst häufigsten Gerölle aus einem ebenschichtigen, muskovitführenden Quarzit bestehen, der ebenfalls mit keinem Quarzit des thüringischen Schiefergebirges übereinstimmt, sondern auf die Glimmerschiefer- oder Gneisformation hinweist. Auch die Kieselschiefergerölle weichen von den Gesteinen aus dem thüringischen Silur ab, und schließlich kann ich auch von den sonstigen, übrigens sehr seltenen, Geröllen (Porphyry, Granit usw.) nur sagen, daß ich sie in ihrer besonderen Art aus dem thüringischen Schiefergebirge und seiner nächsten Nachbarschaft nicht kenne, ihre Heimat überhaupt noch nicht angeben kann.

Ein besonderes Interesse verlangt nun noch die Gestalt der Gerölle, besonders derer in dem mittleren Lager. Diese sind nämlich nur z. T. völlig ellipsoidisch abgerollt, gewöhnlich vielmehr nur kantengerundet, aber es finden sich, und das ist das Wichtige, unter ihnen gar nicht selten typische „Dreikanter“, natürlich nicht bloß solche mit drei, sondern auch

mit nur ein oder zwei oder aber auch mit vier oder mehr jener besonderen Kanten, die sich durch ihren Winkel und ihre gerundete Schärfe, wenn ich mich so ausdrücken darf, als Erzeugnisse des Sandschliffes zu erkennen geben. Aber nicht nur in diesen großen Kanten sehe ich solche Erzeugnisse, sondern auch in der besonderen Ausgestaltung und Glättung der übrigen, namentlich auch der konkaven Flächen, die die Gerölle umgrenzen. Es werden in großer Zahl solche Gerölle vorgelegt, an denen Vortragender die Sandschliffwirkung zu erkennen glaubt, und daneben zum Vergleich alluviale, diluviale und oligocäne Flußgerölle, an denen man den Unterschied erkennen kann. Ich stelle mir also mit J. WALTHER, der zuerst solche Dreikanter aus dem Buntsandstein (von Steinheid auf dem Thüringer Wald) bekannt gegeben hat, vor, daß diese Gerölle durch starke Überflutungen von südlichen Randgebirgen her in das deutsche kontinentale Triasbecken gebracht und, nach der in wüstenhaftem Klima bald erfolgten Austrocknung des Beckens, von Sandstürmen weiter bearbeitet worden sind.

Die Kieselsäure-Ausscheidungen, die in vielen Schichten unseres Buntsandsteins teils in Gestalt zarter Quarzhäutchen mit im Sonnenschein glitzernden Kristallflächen auf den kleinen Sandkörnern wie auf den großen Geröllen, insbesondere auch des mittleren Geröllagers, oder aber als weißer oder roter Chalcedon (Karneol), (so im Chirotherienhorizont), erfolgt sind, haben vielleicht aus Natronsilikatlösungen stattgefunden, deren Grundlage das ja in Wüsten ebenfalls häufige Natriumkarbonat bildete. Insofern könnten also auch die glitzernden Sandsteine mit als Hinweise auf das Wüstenklima der Buntsandsteinzeit gedeutet werden. Noch wichtiger in dieser Hinsicht sind die durch große Mächtigkeiten hindurch, man kann wohl sagen, Schicht für Schicht, sich in geeignetem tonigen Material wiederholenden Trockenrisse (bezw. Netzleisten) und die Tongallen. Auf die Schrägschichtung möchte ich in diesem Zusammenhange geringeren Wert legen.

An der Erörterung beteiligten sich die Herren v. KOENEN, BLANCKENHORN, SOLGER und der Vortragende.

Herr SOLGER sprach über die Entstehung des brandenburgischen Odertales.

Als ich vor etwa 3 Jahren in der Geologischen Gesellschaft zum letzten Male sprach, schloß ich meine Mitteilungen über den Teltow-Kanal mit dem Hinweis auf gewisse

Gründe, aus denen ein Verlauf der Eisrandlagen der letzten großen Vergletscherung quer zu den sogenannten Urstromtälern stellenweise wahrscheinlich wurde. Da dieser damals nur nebenbei berührte Gedanke lebhaften Widerspruch fand, so habe ich ihn seitdem nach den verschiedensten Richtungen hin nachgeprüft, habe ihn aber in unerwartetem Umfange bestätigt gefunden. In einem vor kurzem veröffentlichten Aufsatz über das Baruther Haupttal¹⁾ habe ich dann an der Hand der Morphologie dieses Tales nachzuweisen gesucht, daß es nicht von einem einheitlichen Schmelzwasserströme in seiner ganzen Länge benutzt worden ist. Damit fällt es als „Urstromtal“ fort. Ich habe weiter aus den Abflüßwegen, die morphologisch erkennbar sind, die Lage des Eisrandes während seines Rückzuges durch dieses Gebiet festzustellen gesucht. Ich kam dabei zu der Überzeugung, daß die Täler der Plane, der Nuthe und teilweise auch der Spree solchen Eisrandlagen entsprechen, und es ergab sich daraus die große Wahrscheinlichkeit, daß auch die Berge, die die Oder im Westen begleiten, im engen Zusammenhange mit einer Stillstandslage des Eises stehen. Dieser Punkt ist es, über den ich heute sprechen möchte.

Wie die Weichsel, so hat auch die Oder die merkwürdige Eigenschaft, fast unmittelbar an ihrer westlichen Wasserscheide zu fließen und nur von Osten größere Flüsse aufzunehmen. Wenn wir von Neiße und Bober absehen, so gibt es nur 3 Punkte innerhalb der Provinz Brandenburg, an denen die Oder nennenswerte westliche Zuflüsse erhält. Es sind die Schlaube, Stobber und Finow. An allen drei Stellen handelt es sich um Täler, die über die Wasserscheide hinausgehen und sich in das Flußgebiet der Elbe verfolgen lassen. So lag der Gedanke nahe, daß von Osten kommende Wasser an diesen Stellen einmal abgeflossen seien. Und obwohl sich keines dieser Täler über die Oder geradlinig nach Osten weiter verfolgen läßt, bildeten sie doch die Grundlage zu jener Theorie der quer gegen die heutige Abflußrichtung gerichteten glazialen Entwässerung durch die sogenannten Urstromtäler. Diese Theorie ist zu bekannt, als daß ich sie hier anzuführen brauchte, und knüpft sich hauptsächlich an die Namen VON BUCH, GIRARD, BERENDT und KEILHACK. Ihre Schwierigkeit lag darin, wie man den Über-

¹⁾ Zur Morphologie des Baruther Haupttales in seinem brandenburgischen Anteil. Archiv der Brandenburgia. Berlin 1907. (Mit Karte 1:500000.)

gang von der alten Entwässerung zur heutigen erklären wollte. Das „Durchbruchstal“ der Oder bei Frankfurt, in dem der Fluß vom Berliner zum Eberswalder Haupttal übergeht, war eins der schwierigsten Probleme. KEILHACK¹⁾ löste es bekanntlich so, daß er sagte, dem Eisrand, der quer über das Odertal gegangen wäre, sei an eben dieser Stelle ein sub-

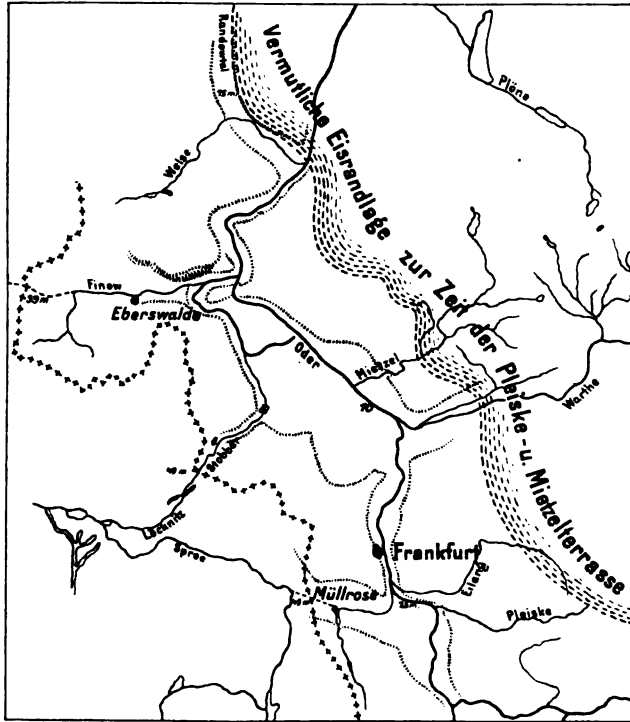


Fig. 1. Ein Teil des Flußnetzes der Oder.
Maßstab 1:1500000.

glazialer Schmelzwasserstrom entfloßen. Während die Schmelzwasser vor dem Eise durch das Müllroser Tal abfloßen, entstand eine subglaziale Erosionsrinne bei Frankfurt, die nach dem Zurückweichen des Eises dem Wasser einen tieferen Abflußweg öffnete, als der über Müllrose war. Als daher das Eis sich bis nördlich des Eberswalder Tales zu-

¹⁾ Erl. zu Bl. Frankfurt a. O. der geol. Spez.-Karte von Preußen. Berlin 1903.

rückgezogen hatte, flossen die Oderwasser, dem neugeöffneten Wege folgend, nach Norden.

Bei dieser Auffassung ist das Schlaubetal schwer zu erklären. Es bleibt kaum etwas anderes übrig, als die Flußrinne zwischen Brieskow und Müllrose durch rückwärtsschreitende Erosion zu erklären, wie das auch tatsächlich geschehen ist, und anzunehmen, daß die Wasserscheide ursprünglich am Odertale gelegen hätte und erst durch die rückwärtsschreitende Erosion so weit nach Westen gewandert wäre bis an ihre heutige Lage. Die Schlaube wäre nach dieser Auffassung erst nachträglich von Osten her angezapft. Dem widersprechen folgende Tatsachen:

Die heutige Wasserscheide liegt nicht bei Müllrose, sondern ein ganzes Stück westwärts; zwischen beiden Punkten fehlen alle Spuren rezenter Erosion. Als die Wasser der Schlaube von Süden her durch ihr seenreiches Tal nach Müllrose flossen, fanden sie dort schon eine Abflachung nach Osten vor. Wir haben mithin an der heutigen Wasserscheide einen Knick im Gefälle des Berliner Haupttales, der auf nachträgliche Verbiegungen seiner Oberfläche hindeutet.

Betrachten wir nun die östlichen Zuflüsse der Oder: Zunächst die Pleiske und Eilang. An ihnen hat KEILHACK eine Reihe von Terrassen unterschieden, die ich nicht ganz in derselben Form wiederfinde. Am Rande beider Flußtäler läßt sich zweifellos eine Terrasse beobachten; ich beschränke mich hier auf die Pleiske. An der Mündung der Oder, die etwa 25 m hoch liegt, hat die Terrasse eine Höhe von etwa 35 m; sie steigt auf 45 m westlich von Sandow und dann rasch auf 55 m östlich dieses Ortes. Hier geht sie in die weite Sandfläche über, die in dreieckiger Form aus dem Tale von Topper sich gegen den Lehmücken von Ziebingen erstreckt und außer dem Abfluß über Sandow einen zweiten gegen Süden hatte. Mit KEILHACK halte ich diese Sandfläche für einen Sandr, und er beweist, daß während seiner Bildung der Eisrand noch an den Höhen oberhalb Topper lag. Sein Abfluß endigte aber, wie die Pleiske-terrasse zeigt, in einer Höhe von unter 40 m, während das Berliner Haupttal an der Wasserscheide 45 m hoch ist. Falls wir also nicht annehmen wollen, daß tektonische Veränderungen nach dem völligen Verschwinden des Eises die Gefällverhältnisse umgestaltet und damit alle Terrassen ihre Beweiskraft überhaupt verloren haben, so kommen wir zu dem Schlusse, daß die Schmelzwasser, während das Eis noch

auf den Höhen von Sternberg lag, einen Abfluß in einer Höhe von weniger als 35 m fanden; also nicht über Müllrose, auch nicht durch das Stobbertal, dessen allerdings vertorfte Grund an der Wasserscheide 49 m hoch liegt, auch nicht durch das Eberswalder Tal mit 39 m, sondern erst durch das Randowtal mit etwa 15—20 m. Daraus ergibt sich dann aber, daß der Eisrand nicht eine ostwestliche, sondern eine nordwest-südöstliche Richtung gehabt hätte, daß er also ungefähr dem Oderbruch parallel verlaufen wäre.

Der schwerste Gegengrund, der dieser Auffassung entgegensteht, ist die sogenannte „baltische Endmoräne“, die KEILHACK s. Z. von Mohrin über Soldin, Berlinchen, Steinberg, Nörenberg, Dramburg nach Hinterpommern hinein verfolgte, und von der das Stück Mohrin—Soldin in der Einzelkartierung der geologischen Landesaufnahme vorliegt. Danach ergibt sich, daß hier tatsächlich ein Streifen geschiebereichen Bodens, in den sich hin und wieder kurze Blockpackungen einfügen, auf der Wasserscheide des Baltischen Höhenrückens liegt, und es ist auffallend, daß nördlich von ihm der Lehm-boden, südlich der Sandboden überwiegt.

Ich habe aber große Bedenken, diese Zone als Zeichen einer Stillstandslage des Eises anzusehen.

KEILHACK betrachtet die Blockpackung als das sicherste Kennzeichen für eine Endmoräne. Ich möchte demgegenüber hervorheben, daß wir gar nicht wissen, inwieweit ein Inlandeis von den Abmessungen des ehemaligen nordischen, wenn es über mehrere 100 m mächtige Schwemmlandgebilde hingeht, ähnliche Formen vor seinem Rande bildet wie die alpinen Gletscher. Mir ist in der Provinz Brandenburg keine Stelle bekannt, die unzweifelhaft eine Endmoräne wäre, und bei der man dies nur durch eine Blockpackung erkennt. Die Joachimsthaler Endmoräne ist zu diesem Zwecke jedenfalls nicht heranzuziehen; denn wenn man aus ihren Formen auf ihre Endmoränennatur auch mit großer Sicherheit schließen kann, so handelt es sich doch hier sicher nicht um eine einfache Blockpackung, etwa in dem Sinne, daß grobes Moränenmaterial am Ende des Gletschers in Form eines Walles aufgeschüttet worden wäre. Beim Vergleiche verschiedener Profile von den Steinbergen bei Groß-Ziethen¹⁾, denen ich noch das vom Lehmberge bei Joachimsthal hinzufügen könnte, kommt man vielmehr zu dem Schlusse, daß es der untere Teil der oberen Grundmoräne ist (also gar keine Bildung des Eis-

¹⁾ Siehe Erl. zu Bl. Groß-Ziethen der geol. Spez.-Karte von Preußen.

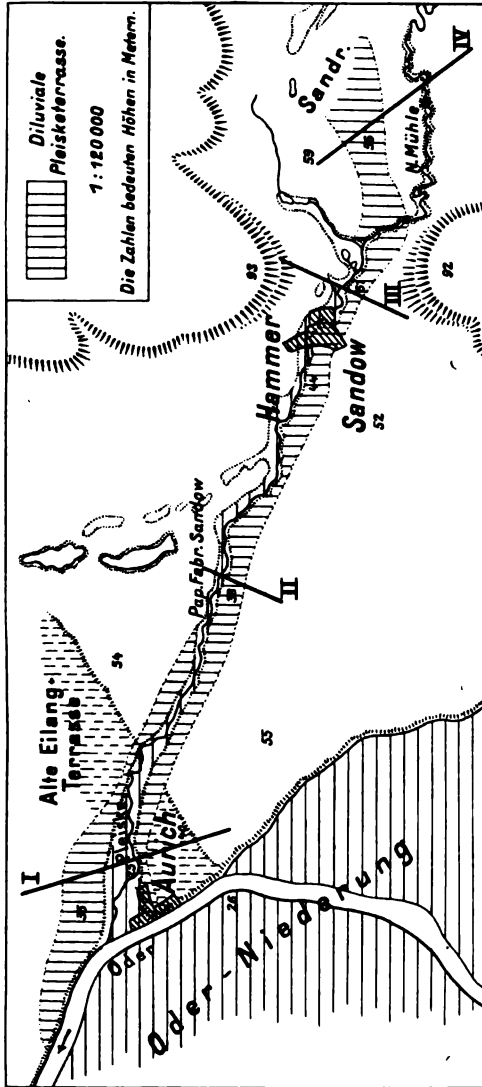


Fig. 2. Der Unterlauf der Pleisko mit den diluvialen Terrassen.

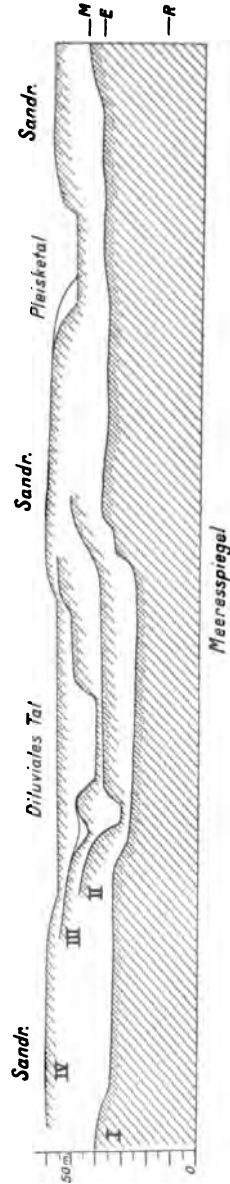


Fig. 3. Profil I—IV der vorigen Figur. Maßstab der Längen 1:15000, der Höhen 1:3000.

M = Höhe des Abflusses über Müllrose; E = Höhe des Abflusses über Eberswalde;
R = Höhe des Abflusses durch das Randowtal.

rückzuges), der hier sehr blockreich ausgebildet ist, und daß er nur infolge einer Zusammenfaltung bzw. Aufpressung in Wallform zutage tritt. Die Endmoränennatur wird dort nicht durch den Blockreichtum, sondern durch die Stauchung bewiesen, die die Moränenwälle erzeugt. Daher sehe ich in einer einfachen Blockbestreuung, wie sie zuweilen als Kriterium für eine Endmoräne benutzt worden ist, gar keinen Beweis. Dagegen erinnere ich z. B. an die großartige Moräne von Weißwasser und Muskau, die starke und tiefgehende Stauchungswirkungen, aber keine Blockpackungen zeigt.

Wenn wir es in dem neumärkischen Anteil der „baltischen Endmoräne“ mit den Bildungen einer längeren Stillstandslage zu tun hätten, so müßten zweifellos glaziale Stauchungen von erheblichem Umfange im Zusammenhange mit ihnen vorkommen. Betrachten wir daraufhin nun die bisher kartierten Blätter, so finden wir Anzeichen von Stauchungen allerdings in der Umgebung von Stolzenfelde und Zernikow (Blatt Schildberg). Sie bestehen in erster Linie in dem streifenförmigen Zutagetreten unteren Diluvialsandes innerhalb des oberen Geschiebelehms. Während die blockreiche Zone an dieser Stelle im Durchschnitt ostwestlich verläuft, haben jene Durchragungsstreifen eine nordsüdliche bis nordwest-südöstliche Richtung, und ganz ähnliche Erscheinungen finden wir im Süden der Blockzone auch. Hier sind es Lehm Rücken, die als oberer Diluviallehm kartiert, aus der allgemeinen Bedeckung vom oberen Diluvialsande hervorragen und ebenfalls etwa nordwest-südöstlich gerichtet sind. Sehen wir alle diese Erscheinungen als Stauchungen an, so sind diese nicht an die blockreiche Zone geknüpft. Vielmehr fügen sie sich in ein großes System nordwest-südöstlich verlaufender Mulden ein, das die ganze Neumark auszeichnet.

Es fragt sich, ob wir in diesem Falle die Blockanhäufungen oder die Stauchungslinien für das sicherere Kennzeichen der Stillstandslage halten sollen. Ich habe bereits darauf hingewiesen, warum ich Blockanhäufungen allein noch nicht für beweisend halte, und so würde als wichtigste Stütze der KEILHACKSchen Endmoräne die Tatsache erscheinen, daß nördlich von ihr lehmige Grundmoränenlandschaft herrscht, während im Süden überwiegend Sande liegen, die als Abschmelzsande des Gletschervorlandes gedeutet werden. Träfe dies zu, so würde ich hierin einen sehr wichtigen Beweis erblicken. Dann aber müßten diese neumärkischen Sandflächen die Form flacher Schuttkegel haben, die von der Endmoräne abfallen. Das müßte sich zweifellos in dem Gewässernetz

widerspiegeln; aber hier werden wir wieder vor das Problem der nordwest-südöstlich gerichteten Mulden und Seenrinnen gestellt.

Diese Rinnen sind von KEILHACK und ihm folgend von HÖHNEMANN¹⁾ als Schmelzwasserrinnen in dem südlich der Endmoräne gebildeten Sandr erklärt worden. Das mag möglich erscheinen für das Kladower und Marwitzer Mühlenfließ, die von Karzig und Schöneberg nach Landsberg a. d. Warthe

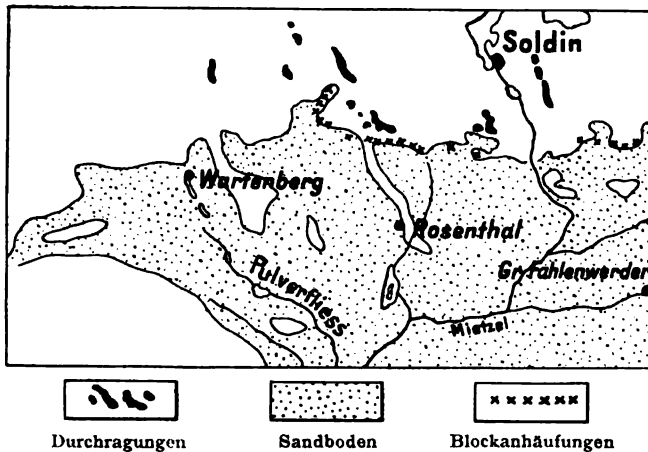


Fig. 4. Geologische Skizze der Umgegend von Wartenberg und Soldin in der Neumark. Maßstab 1:400 000.

fließen. Aber diese Auffassung versagt beim Talsystem der Mietzel. Dieses Flößchen kommt aus dem Soldiner Seengebiet und mündet bei Klewitz in die Oder. Es entwässert in der Hauptsache ein Becken, das parallel dem unteren Warthelauf gestreckt ist, und dementsprechend sehen wir auch die Entwässerungslinien hauptsächlich von Nordost nach Südwest verlaufen. Aber eine sehr auffallende Erscheinung durchkreuzt dieses System nordöstlich von Neudamm. Die Mietzel fließt von Berneuchen zunächst nach Südwest, und von Nordwest her nähert sich ihr das Pulverfließ. Aber an der Stelle, wo beide sich vereinigen sollten, macht jeder der Wasserläufe einen Knick, und während das Pulverfließ in der Verlängerung der Mietzel weiterfließt, liegt die Fortsetzung der Mietzel in

¹⁾ Zur Entwicklungsgeschichte der neumärkischen Täler. Helios. 1902. Bd XIX, S. 51—65.

der Verlängerung des Pulverfließes. Erst bei Kerstenbrügge biegt sie wieder in ihre alte Richtung ein und vereinigt sich unterhalb Neudamm mit dem Pulverfließ, um in einem scharf eingeschnittenen Tale quer durch eine flache Geländewelle, die von Königsberg i. d. Neumark sich in der Richtung auf Sonnenburg hinzieht, die Oder zu erreichen. Dieser Geländewelle parallel verläuft die Linie des Pulverfließes, die so auffallend das Mietzelsystem kreuzt. Sie ist im Südosten von Kerstenbrügge durch einen seenreichen Wasserlauf bezeichnet, der bei Vietz in das Warthetal eintritt. Verlängern wir dieselbe Linie nach Nordwesten, so geht sie in die Seenlinie von Wartenberg über und lehnt sich an den langgestreckten Höhenzug bei Blankenfelde an. Es mag zweifelhaft erscheinen, ob wir es hier mit einer tektonischen Form zu tun haben oder mit einer Stauchung vor einem nordwest-südöstlich verlaufenden Eisrande. Das eine aber dürfte sicher sein, daß es keine Schmelzwasserrinne ist. Ist der Sand, in dem sie liegt, ein Sand¹⁾, so muß die Rinne nach dem Eisfreiwerden gebildet sein. Als Schmelzwasserrinne, also Erosionsform, müßte sie dann ein gleichsinnigeres Gefälle zeigen. Man könnte an eine tektonische Linie denken, etwa einen in der Tiefe liegenden Bruch, über dem die weicheren Deckschichten nachgesackt wären. Näher scheint mir der Gedanke an eine Eisstauchung zu liegen, vor allen Dingen mit Rücksicht auf das Gebiet weiter östlich. Betrachten wir das Marwitzer Mühlenfließ genauer, so fällt es auf, daß die 60 m-Kurve sich unmittelbar an seinem Rande hält, das umgebende Gelände also kaum ein Gefälle im Sinne des Fließes besitzt. Dagegen ist unmittelbar westlich ein deutliches Gefälle nach Westen zu vorhanden, und wenn wir die Sande von Groß-Fahlenwerder und Umgebung überhaupt als einen Sandr betrachten wollen, so müssen die Schmelzwasser, die ihn erzeugt haben, im Sinne des vorhandenen Gefälles von Osten bzw. Nordosten gekommen sein. Der Eisrand müßte also etwa dem Tale des Marwitzer Mühlenfließes entsprechen. Daher möchte ich dieses nicht für eine tektonische Linie, sondern für eine flache Stauchungsfalte halten und damit überhaupt dem ganzen Nordwest-Südost-Rinnensystem eine gleiche Entstehung als wahrscheinlich zuschreiben.

¹⁾ Ob wir es an dieser Stelle überhaupt mit einem Sandr zu tun haben, ist mir sehr zweifelhaft, da ein Schmelzwasserstrom, der zwischen zwei Lehmücken eine Sandfläche aufschüttet, doch diese seitlichen Rücken irgendwo anschnitten mußte. Solche Erosionsränder habe ich aber nirgends finden können.

Auch die Mietzel besitzt übrigens Terrassenbildungen, die ähnliche Schlüsse gestatten wie die der Pleiske. Sie sind freilich nicht ganz so klar zu erkennen und zu verfolgen wie dort. Ich beschränke mich daher auf kurze Andeutungen, da ich die ganze Terrassenfrage demnächst im Zusammenhange zu behandeln beabsichtige. Abgesehen von einer oberen Terrasse, die nur an der Mündung der Mietzel deutlich auftritt, findet sich eine etwas tiefere, die auf den alten Oder-
talrand mit etwa 23 m Meereshöhe mündet (also etwa 12 m

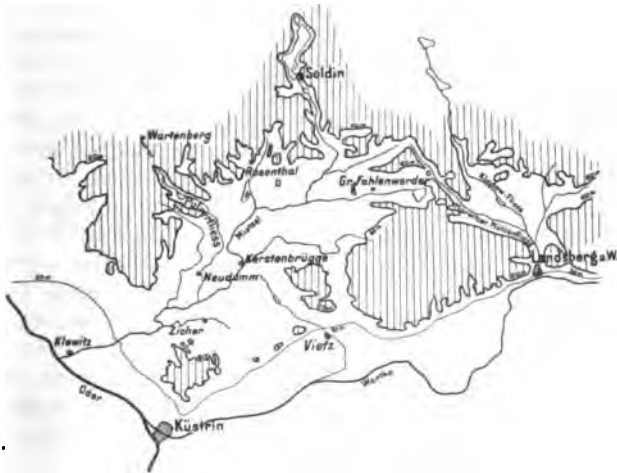


Fig. 5. Höhenverhältnisse im Mietzelgebiet.
(Anggegeben sind die 30 m- und 60 m-Linie.)
Maßstab 1 : 750 000.

tiefen als die Pleisketerrasse, entsprechend 15 m Gefälle der heutigen Oder zwischen beiden Stellen). Westlich von Quartschen besitzt sie eine Höhe von 32 m, dann wird sie undeutlicher, doch lassen sich Anzeichen sowohl in dem heutigen Mietzeltal als in dem Tale weiter südlich wiederfinden, das von dem Hofe-Bruch eingenommen wird und bei Zicher sich verläuft. Hier finden wir die Terrasse wieder in 38—39 m Höhe. Im eigentlichen Mietzeltal liegt ein Terrassenrest bei Darmmietzel 35 m hoch, dann fehlen Anzeichen, und man wird die Fortsetzung in der weiten Sandfläche südlich Neudamm suchen müssen, die wenig über 40 m liegt. Dann haben wir auch hier das gleiche Bild wie an der Pleiske: Eine Terrasse, die wegen ihres Zusammenhanges mit einem Sandr nur glazialen Wassern ihre Ent-

stehung verdanken kann, sinkt gegen die Oder hin auf eine Höhe herab, bei der ein Abfluß der Wasser nur durch das etwa 15 m hoch liegende Randow-Tal möglich ist, wenn nicht jüngere tektonische Veränderungen die Beweiskraft der Terrassen aufheben. Auch hier muß also der Eisrand so gelegen haben, daß die Gegend von Zicher und Neudamm noch glaziale Zuflüsse erhielt, während das Randow-Tal schon eisfrei war. Das bedeutet aber eine nordwest-südöstliche Lage des Eisrandes.

Es sei hier ein kurzer Rückblick auf den gewählten Gedankengang gestattet: Die nordwest-südöstliche Richtung des Eisrandes, auf die ich aus mehreren Gründen wieder geführt werde, steht im Widerspruch mit der Endmoräne, die bisher auf der Wasserscheide des Baltischen Landrückens verlaufend angenommen wurde. Ich habe daher den Beweiswert dieser letzteren zu kritisieren gesucht. Genau genommen, habe ich dabei ihr Vorhandensein nicht widerlegt, auch kenne ich kein Mittel, durch das man nachweisen kann, daß ein bestimmtes Geländestück sicher keine Endmoräne ist. Ich habe mich deshalb damit begnügt, festzustellen, daß die für jene Endmoräne angeführten Gründe berechtigtem Zweifel Raum lassen, und daß, wenn jene doch existiert, die Geländegestaltung im Süden jedenfalls nicht von ihr beherrscht wird. Ich will nicht unterlassen zu bemerken, daß selbst eine Vereinigung beider Auffassungen in gewissem Sinne möglich ist. Viele Stücke der sogenannten baltischen Endmoräne können wirklich vorhanden sein; aber es ist dann immer noch nicht bewiesen, daß sie alle gleichzeitige Bildungen sind; vielmehr könnten es Stücke verschiedener Endmoränen sein, von denen jede eine im ganzen nordwest-südöstliche Richtung besäße, in denen aber trotzdem einige Abweichungen in die west-östliche Richtung vorkommen können. Das Zurückweichen des Gletschers gegen Nordosten, das in einer solchen Auffassung ausgesprochen wäre, fügt sich sehr gut in die Rückzugsphasen des Inlandeises ein, die KEILHACK für das hinterpommersche Küstengebiet festgestellt hat. In der Bedeutung, die ihr bisher zugeschrieben wurde, bestände die neumärkische Endmoräne nur dann, wenn alle ihre Teile gleichaltrig wären, und hierfür könnte der Beweis nur dadurch erbracht werden, daß wir ein einheitliches Abflußsystem vor dem angenommenen Eisrande nachwiesen. Diese Einheitlichkeit fehlt aber, und einer der klarsten Beweise dafür scheint mir die Art, wie das Gewässernetz der Mietzel, östlich von Groß-Fahlenwerder, gegen das Marwitzer Mühlenfließ angrenzt (vergl. oben).

Sind jene Sandflächen der Neumark als Sandr zu deuten, so sind sie jedenfalls nicht von der bisher angenommenen Endmoräne aus gebildet, aber ich trage überhaupt Bedenken gegen eine allzuweite Verallgemeinerung jener Deutung. Wir haben besonders südöstlich und östlich von Arnswalde große Sandgebiete, die nichts weniger als eben sind, und auch das Sandmaterial selbst scheint mir zu dem Begriffe des Sandr nicht überall zu passen. In den Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte wird wiederholt darauf hingewiesen, daß das Korn des Sandes gegen die Endmoräne hin gröber wird; aber in den großen Wäldern südlich von Berlinchen zum Beispiel ist der Gehalt an lehmigen und staubigen Teilen im nördlichen Abschnitte entschieden größer als im südlichen, und dementsprechend tragen diese Flächen im Norden herrlichen Buchenbestand, im Süden mehr Kiefernwald.

Die Annahme eines nordwest-südöstlichen Eisrandes erleichtert auch das Verständnis der Bodenverhältnisse auf der Lebuser Seite des Odertales. Auf der Wasserscheide gegen das Elbgebiet fällt uns dort ein System von Höhenketten auf, die von Frankfurt über Boossen und Buckow in die Märkische Schweiz übergehen und von Frankfurt bis Freienwalde durch starke Stauchungen der Braunkohlenflöze bezeichnet sind. Gehen wir von Frankfurt nach Süden, so finden wir stark gefaltete Braunkohlen mit ungefähr nordsüdlichem Streichen in der Grube „Präsident“, westlich von Fürstenberg; und in den Höhen, die sich südlich daran anschließen, erkennen wir eine Gliederung, deren einzelne Rücken dem oberen Schlaubetal parallel von Norden nach Süden laufen. Nachdem wir aus den Terrassen der Pleiske zunächst geschlossen hatten, daß der Eisrand ungefähr dem Odertal parallel gelegen haben muß, finden wir auf dem gegenüberliegenden Ufer des Stromes in den Geländeformen wie in dem inneren Bau deutliche Anzeichen eines seitlichen Zusammenschubes, wie wir ihn erwarten müßten, wenn ein mächtiges Inlandeis seinen Rand nach dem Odertale vorgeschoben hätte. Hierzu rechne ich auch die eingangs besprochene Verbiegung des Berliner Haupttals bei Müllrose.

Geheimrat WAHNSCHAFTE¹⁾ hat vor kurzem wieder darauf aufmerksam gemacht, daß glaziale Stauchungen nicht unter dem Eise, sondern vor seinem Rande zustande

¹⁾ WAHNSCHAFTE: Über glaziale Schichtenstörungen im Diluvium und Tertiär bei Freienwalde a. O. und Fürstenwalde a. d. Spree. Diese Zeitschr. 58, 1906, Mon.-Ber. 8–10.

kommen. Die starken Zusammenfaltungen der Braunkohle, die meist mit einer Abrasion der Schichtenköpfe zusammen auftreten, sind bereits von BERENDT¹⁾ als glaziale Stauchung gedeutet worden. Es fragt sich nur, ob das Eis, das hier nach Westen und Südwesten vordrang, das herannahende oder das zurückweichende Eis war. Im letzteren Falle würde es sich dann eben um eine Stillstandslage im Sinne KEILHACKS handeln. Dies letzteres glaube ich deswegen, weil besonders im Lande Lebus die ganze Oberflächengestaltung von den Stauchungslinien beherrscht wird, die dem angenommenen Eisrande entsprechen, während ein weiteres Vordringen des Eises die schärfsten Züge verwischt haben müßte. Auch möchte ich aus zwei Gründen dem zurückweichenden Inland-eise eher Stauchungen zuschreiben als dem vorrückenden: Das vorrückende Eis findet wahrscheinlich einen gefrorenen oder trockenen Untergrund vor, über den es leichter hinweggleitet. Das zurückweichende gibt einen wasserdurchtränkten Boden frei, der nach unseren bisherigen Kenntnissen unter dem Eise wahrscheinlich die Temperatur des Taupunktes hatte. Der zweite Grund aber liegt darin, daß eine schwere Masse, die sich über einen plastischen Untergrund wegschiebt, diesen um so tiefer umgestalten wird, je langsamer sie sich bewegt, und je mehr die Einwirkung daher Zeit hat, sich nach der Tiefe hin fortzupflanzen. Eine Pause im Eisrückzuge, bei der dieser in ein sehr langsames Vordringen umschlägt, erscheint also als der günstigste Augenblick für starke Stauchungswirkungen.

Alle diese Tatsachen, die glazialen Abflußbedingungen, die sich in den Terrassenbildungen aussprechen, wie auch in den Gefällverhältnissen der neumärkischen Sandgebiete, ferner die Stauchungserscheinungen in den Höhenzügen westlich der Oder, zu denen wahrscheinlich auch die von WAHNSCHAFTE entdeckte Überschiebung von Freienwalde gehört, und endlich die Schlüsse, zu denen ich durch das Studium der Oberflächengestaltung im Gebiete des Baruther Tales geführt wurde, haben mich zu einer Auffassung gebracht, die ich in die Form folgender Arbeitshypothese kleiden möchte:

Das brandenburgische Odertal zwischen Fürstenberg und Oderberg ist eine durch Wasser-Erosion ausgestaltete Mulde, die durch den Druck eines stillstehenden oder schwach gegen Westen und Süd-

¹⁾ G. BERENDT, Die bisherigen Aufschlüsse des märkisch-pommerschen Tertiärs usw. Abh. z. Geol. Spez.-K. v. Preußen, VII, 2, S. 36.

westen vorrückenden Eisrandes während des letzten Rückzuges entstanden zu denken ist, und im Zusammenhang mit welcher die großartigen Stauchungsmoränen (dies Wort im weitesten Sinne genommen) westlich der Oder erzeugt wurden.

Die auffallende Einseitigkeit unserer Flußgebiete, die große östliche, aber geringe westliche Zuflüsse haben, halte ich allgemein für eine Folge derartiger Stauchungen eines gegen Nordosten sich zurückziehenden Inlandeises.

Zwei Punkte mögen hier noch Erwähnung finden, die ich zwar nicht als Beweise für die obige Hypothese betrachte, die aber doch gut zu ihr stimmen; die erste betrifft die Windverhältnisse vor dem Eisrande. Ich habe an anderer Stelle¹⁾ nachzuweisen gesucht, daß unsere Inlanddünen von Ostwinden (Eiswinden im Sinne JENTZSCHS²⁾) gebildet wurden. Nach der Richtung der Dünen waren es nun nicht genau östliche Winde, sondern sie wehten mehr aus Ostsüdost. Wäre der Eisrand ostwestlich verlaufen, so müßten sie auf diesen zu geweht haben, während sie ja gerade durch das Abfließen der kalten Luft vom Eise entstehen sollten. Der Widerspruch, der hierin liegt, verschwindet bei Annahme eines nordwest-südöstlichen Eisrandes. Auch ist ein Zurückweichen in dieser Richtung verständlich, wenn man bedenkt, daß die abtauende Kraft der feuchten Winde, die den Eisrand trafen, wegen deren hoher Wärmekapazität in erster Linie für das Zurückweichen bestimmend gewesen sein werden. Das sind aber naturgemäß wie jetzt westliche und südwestliche Winde.

Hierzu kommen noch andere Überlegungen: So führt die Betrachtung des Warthe- und Netze-Tales dazu, daß man annehmen muß, aus der Gegend zwischen Posen und Gnesen seien noch Eisschmelzwässer zugeströmt, als die Odermündung schon eisfrei war. Das beweisen meiner Ansicht nach die unter dem heutigen Erosionsniveau liegenden Talböden bei Filehne und Birnbaum. Auch die Terrasse des Ihna-Tales bei Reetz kann ich mir nur unter der Voraussetzung erklären, daß sie unter Mitwirkung der Eiswasser gebildet ist. Dann aber muß die heutige Abflußrichtung schon damals bestanden haben, das Eis kann sie also nicht, wie dies aus der KEIL-HACKSchen Auffassung folgen würde, verbaut haben, mußte vielmehr westlich liegen.

¹⁾ Verh. d. XV. Dtsch. Geographentages zu Danzig 1905.

²⁾ Jahrbuch der Preuß. Geol. Landes-Anst. für 1884. Berlin 1885, S. 523.

Diese Arbeitshypothese möchte ich nicht aussprechen, ohne auf ihre Schwächen hinzuweisen. Die Pleisketerrassen sind beweisend nur dann, wenn wir keine postglazialen Verschiebungen tektonischer Art längs der Oderlinie haben. Das südöstliche Rinnensystem der Neumark ist seiner Entstehung nach noch nicht aufgeklärt; es kann sich hier wohl um tektonische Linien handeln, und vor allem die Geradlinigkeit der betreffenden Rinnen spricht in gewissem Sinne dafür. Wenn ich mich für ihre Deutung als Stauchungsfalten entschieden habe, so leitete mich dabei die Tatsache, daß sie auf der Wasserscheide vielfach in Kleinformen übergehen, die ganz an die Marginal-Rückenlandschaft WAHNSCHAFFES erinnern. Andererseits sind, wie ich bereits oben sagte, die Störungen der Braunkohle westlich der Oder meiner Ansicht nach tektonisch nicht zu erklären, sondern müssen Eisstauchungen sein.

Zwischen beiden Erscheinungen muß der theoretisch wichtigste Unterschied der sein, daß die Eisstauchungen nach der Tiefe zu rasch abnehmen, während bei tektonischen Störungen gerade in der Tiefe der Vorgang sich abspielt, und alle Veränderungen der Oberfläche nur als ein Nachsacken zu deuten sind. Danach würden bei uns Falten und Überschiebungen auf Glazialstauchungen, Brüche und Flexuren auf tektonische Störungen hindeuten, ohne daß die Möglichkeit von Ausnahmen gelegnet werden soll.

Im ganzen sehe ich auf diesem Wege, d. h. in dem Zweifel zwischen glazialen und tektonischen Formen, keine Aussicht, zu exakten Schlußfolgerungen zu gelangen. Auch das Studium der Bodenzusammensetzung, wie es uns in der außerordentlich wertvollen geologischen Kartierung vorliegt, gibt keinen unmittelbaren Aufschluß über den Weg des Eisrückzuges, obwohl sie zu seiner Erkenntnis ein unentbehrliches Hilfsmittel bildet. Der einzig einwandfreie Weg bleibt das Studium der glazialen Abflußsysteme, wie es oben versucht wurde. Um ihn zu gehen, muß vorher die Vorfrage entschieden werden, welche Wirkungen fließenden Wassers bei uns rezent oder doch postglazial sind. Erst nach Abzug der so entstandenen Formen liegt die glaziale Entwässerung vor uns, und wir können an ihre Deutung gehen. Es wird daher meine nächste Aufgabe sein, in einigen zum Teil schon fast vollendeten Arbeiten die Art und den Umfang der postglazialen Erosion bei uns zu erörtern. Ich glaube dabei zeigen zu können, daß die nachträglichen Veränderungen der glazialen Entwässerung eine erheblichere Bedeutung nur an

den großen Strömen gehabt haben, daß wir im übrigen die ganze Entstehung unseres heutigen Gewässernetzes im unmittelbaren Zusammenhange mit dem Eiserückzug erklären müssen.

In der Diskussion sprachen dazu die Herren KRUSCH, WAHNSCHAFTE, JENTZSCH, SCHMIERER, P. G. KRAUSE und der Vortragende.

Herr KRUSCH widersprach den Ausführungen des Herrn SOLGER namentlich in bezug auf die von dem Redner gemutmaßte Nordsüdrichtung der Endmoränen der Neumark und die Bedeutung der Geschiebebestreuung der Grundmoräne.

Herr SOLGER vermutet auf Grund der in seinem Vortrag ausgeführten Erwägungen, daß die Endmoränen der Neumark in der Hauptsache Nordsüdrichtung haben, und glaubt für diese Ansicht Stützpunkte auf vier von Herrn KRUSCH aufgenommenen geologischen Blättern in der Nordsüdrichtung der Grundmoränen-Rücken innerhalb des Sandrs zu finden. Diese Rücken, welche annähernd rechtwinklig zu dem durch die Spezialaufnahmen festgelegten Verlauf der Endmoräne gehen, sind dadurch entstanden, daß das Inlandeis bei dem Vorrücken infolge der Unebenheit seiner Unterfläche nordsüdlich gestreckte Erhöhungen und Vertiefungen erzeugte, welche vor der Endmoräne von den Schmelzwassern mit dem Sande des Sandrs bedeckt wurden. Durch die spätere Abrasion wurde naturgemäß die relativ dünnere Sandlage auf den nordsüdlichen Grundmoränen-Rücken eher abgetragen als die dickere in den Grundmoränen-Vertiefungen. Es bilden sich so häufiger in der Sandrlandschaft an der Tagesoberfläche nordsüdliche Grundmoränen-Streifen, welche mit parallelen Sandstreifen abwechseln.

Das von Herrn SOLGER vermißte Erosionsprofil in Ostwestschnitt kann also nicht vorhanden sein.

Vereinzelte, vielleicht durch ihre größere Tiefe besonders geeignete nordsüdliche Grundmoränen-Senken wurden als Abflußrinnen von den Schmelzwassern benutzt. Obgleich bei ihnen unzweifelhaft Erosion vorliegt, sind die Rinnen infolge der bedeutenden Mächtigkeit des Sandes gerade in den Senken nicht bis in den liegenden Geschiebemergel eingeschnitten.

Der Blockpackung bzw. Geschiebebestreuung legt Herr SOLGER nicht die Bedeutung bei, welche die Flachlandgeologie nach seiner Ansicht verlangt.

Wie aus den Erläuterungen zu den von mir aufgenommenen Blättern hervorgeht, ist bei den Aufnahmen der Königlichen Geologischen Landesanstalt die Blockpackung nicht als wesentlichste Eigenschaft der Endmoräne aufgefaßt worden. Ich habe z. B. bei der Skizzierung des Baues der von mir verfolgten Endmoränen ausgeführt, daß sie bei weitem nicht immer aus Blockpackung bestehen — die Endmoräne kann z. B. lediglich einen Sandwall darstellen — und daß eingefalteter Geschiebemergel in wechselndem Verhältnis an der Zusammensetzung teilnehmen kann.

Der Verlauf der Endmoräne wird also nicht nur durch Blockpackung bestimmt, sondern kann nur festgelegt werden unter Berücksichtigung aller in Betracht kommenden Faktoren wie des geologischen Baues eines größeren Gebietes, der Verteilung der Grundmoräne und des Sandes, ihrer Oberflächenform und Zusammensetzung, der Verteilung der Blockpackung, der Geschiebebestreuung usw.

Eine vollständige Vernachlässigung der Geschiebebestreuung und Blockpackung, wie sie Herr SOLGER zu fordern scheint, geht nach allen Erfahrungen der geologischen Flachlandaufnahme zu weit. Wenn es auch feststeht, daß die Beteiligung der Geschiebe an der Zusammensetzung der Grundmoräne eine wechselnde ist — wir haben im Extrem z. T. Gebiete toniger Grundmoräne ohne Geschiebe und im Gegensatz hierzu die Grundmoränen-Gebiete mit großem Geschiebereichtum, wo, ohne daß Endmoränen-Blockpackung vorliegt, Geschiebe an Geschiebe liegt — so läßt sich doch andererseits der Nachweis führen, daß in einem bestimmten Grundmoränen-Gebiete auf die Endmoräne zu der Geschiebereichtum größer wird. In solchen Fällen muß dann die Intensität der Geschiebebestreuung bei der Feststellung des Verlaufs der Endmoräne benutzt werden.

Gerade auf meinen von Herrn SOLGER herangezogenen Blättern geht der Streifen der intensivsten Geschiebebestreuung ostwestlich, obgleich die Grundmoränen-Oberfläche im Gebiete des Sandrs z. B. nordsüdliche Wellen bildet.

Ganz abgesehen von der Verbreitung der Blockpackung spricht der ostwestlich verlaufende Streifen intensiver Geschiebebestreuung auf der Grundmoräne für einen ostwestlichen Verlauf der Endmoräne. Die SOLGERsche Vermutung des Nord-Südverlaufs wird also durch die Spezialaufnahme in keiner Weise unterstützt.

Herr WAHNSCHAFTE äußerte sich folgendermaßen: Auf die zahlreichen von Herrn SOLGER vorgetragenen Ansichten über die Bildung der Täler und auf seine Kritik unserer geologischen Karten im einzelnen einzugehen, verbietet sich durch den Umstand, daß eine Entscheidung hierüber nur auf Grund einer genauen Begehung im Gelände möglich ist, weil die großen Talzüge in ihrem Verlauf sich nicht ohne weiteres aus der topographischen Karte ersehen lassen, sondern durch Nebenumstände (spätere Alluvialrinnen und anderes) verschleiert sein können. Ich möchte mich daher darauf beschränken, nur im allgemeinen die Methode der Untersuchung SOLGERS zu beanstanden. Herr SOLGER gewinnt seine Ansichten nicht durch eingehende geologische Untersuchungen, sondern durch eine Betrachtung der oro-hydrographischen Züge, die ihm die topographischen Karten darbieten, und durch Übersichtsexkursionen in den betreffenden Gebieten, auf denen er unmöglich eine genaue Kenntnis des inneren geologischen Baues gewinnen kann. Im Gegensatz dazu sind die Geologen der Kgl. Geologischen Landesanstalt durch eine genaue geologische Kartierung des Geländes im Maßstab 1:25 000 zu ihrer Auffassung über die Entstehung der Oberflächenformen gelangt, denn wir können diese wohl aus dem geologischen Bau erklären, aber nicht, wie Herr SOLGER es tut, aus den Oberflächenformen allein einen Rückschluß auf ihre geologische Zusammensetzung und ihre Entstehung machen. Es berührt daher sehr sonderbar, wenn sich Herr SOLGER vielfach in völligen Gegensatz zu den Ergebnissen der geologischen Kartierung setzt. Jedenfalls müßte er dann auch die unwiderleglichen Beweise bringen, daß sie falsch ist und den geologischen Tatsachen nicht entspricht.

Außerdem leitet Herr SOLGER aus noch unbewiesenen Tatsachen vielfach die weitest gehenden Schlüsse ab. Zwei Beispiele mögen dies erläutern. Er hat in seinem Vortrag: „Über fossile Dünenformen im norddeutschen Flachlande“ (Verhandlungen des XV. Deutschen Geographentages 1905) die Behauptung aufgestellt, daß ältere Dünen häufig in der Form von Barchanen beim Rückzuge der letzten Vereisung durch damals herrschende Ostwinde gebildet worden seien. Später sollen dann die Steil- und Flachseiten dieser Barchane durch den jetzt herrschenden Südwestwind umgekehrt sein. Durch eine Begehung des von SOLGER beschriebenen Dünengebietes bei Zirke in Posen sind STEENSTRUP, JENTZSCH und ich zu der Überzeugung gelangt, daß die dortigen Bogendünen

nicht durch Ost-, sondern durch Südwestwinde entstanden sind und nicht als echte Barchane angesehen werden können. Eine nähere Begründung dieser Auffassung wird Herr JENTZSCH nächstens geben. Indem nun Herr SOLGER die Bildung seiner fossilen Dünen durch Ostwinde als bewiesene Tatsache ansieht, kommt er zu dem Schluß, daß gleichzeitig mit ihnen die von KEILHACK und v. LINSTOW beschriebenen feinsandigen Bildungen auf dem Fläming durch dieselben Ostwinde gebildet seien und den Übergang zu dem norddeutschen Löß bilden sollen. Nach dieser Hypothese müßte der Bördelöß jünger sein als die Talsande, denen die Bogendünen aufgesetzt sind, während aus seiner Lagerung hervorgeht, daß er älter ist als der Talsand des Elbtales.

Ferner hat Herr SOLGER in seinem Aufsatz: „Zur Morphologie des Baruther Haupttales in seinem Brandenburgischen Anteil“ die Behauptung ausgesprochen, daß in subglazialen Schmelzwasserrinnen, in denen das Wasser in einem geschlossenen Kanale fließt, keine Erosion, sondern nur Ablagerung stattfinden könne, die immer zur Bildung von Äsar führen müsse. Demgegenüber mag hervorgehoben werden, daß in geschlossenen und gebogenen Röhren strömendes Wasser sowohl ablagern als auch erodieren kann. Es kommt dabei nur auf die Geschwindigkeit der Strömung an, die von der Höhe des Ausgangspunktes der Wassermassen und dem Querschnitte der Röhren abhängig ist. Daher können sehr wohl unter dem Eise in den leicht zerstörbaren Glazialablagerungen unter Mitwirkung des fortgeschafften Materiales unregelmäßig gestaltete Rinnen unter der Sohle des Inlandeises erodiert worden sein.

Zum Schluß möchte ich mich noch ganz entschieden gegen die Behauptung SOLGERS wenden, daß Blockaufschüttungen nicht zu den wesentlichsten Eigenschaften eines Endmoränenzuges gehörten, sondern daß solche Blockpackungen sich auch vielfach anderwärts an der Basis des Geschiebemergels fänden. Gewiß ist es richtig, daß die Endmoräne nicht immer aus Blockwällen besteht, sondern daß Aufstauhungen von Geschiebemergel und älteren Diluvialbildungen, vielfach auch wallartige sandige und kiesige Aufschüttungen sowie Blockbestreuungen die Fortsetzung der Eisrandlage anzeigen. Wo aber zugartig angeordnete Blockwälle vorhanden sind, können sie nur als Endmoränen gedeutet werden. Solche bogenförmig angeordneten und Nordwest — Südost streichenden Endmoränen sind in der Joachimstaler und Choriner Gegend typisch ausgebildet und auf den Blättern

Joachimstal, Groß-Ziethen und Hohenfinow zur Darstellung gebracht; an ihrer Endmoränennatur ist gar nicht zu zweifeln. Daß große Blockansammlungen an der Basis des Geschiebemergels auch außerhalb der Endmoränengebiete vorkommen, ist nicht, wie Herr SOLGER behauptet, die Regel, sondern nach meiner Erfahrung nur ausnahmsweise der Fall. Die teilweise Bedeckung der Blockwälle durch Geschiebemergel und sandige Ablagerungen hängt mit den Oszillationen des Eisrandes zusammen und mit dem Umstande, daß die Grundmoränen des Inlandeises das Material für die Endmoränen geliefert haben und vielfach noch in sie hineingepreßt sind. Diese Verhältnisse sind schon längst bekannt und ausführlich in den Veröffentlichungen der Geologischen Landesanstalt beschrieben worden.

Herr JENTZSCH betont, daß das Studium topographischer Karten, auf welche sich gewisse Anschauungen des Redners stützen, zwar geologisch sehr wertvoll sei, um morphologische Homologien zu erkennen und daraus vorläufige Winke für tektonische oder geodynamische Hypothesen abzuleiten, daß aber solche Hypothesen eben nur Arbeitshypothesen seien, welche der eingehenden Prüfung durch geognostische Feldbeobachtungen bedürfen.

Was die in der Diskussion erwähnte, aus der Gestaltung der norddeutschen Binnendünen geschlossene Annahme einer früher abweichenden (vorwiegend östlichen) Windrichtung anlange, so rühre zwar der Gedanke eines durch das Inlandeis verursachten abweichenden Windsystems (eines „Eiswindes“) von ihm selbst her¹⁾; er habe jedoch in dem wiederholt als typisch angeführten Dünengebiet zwischen Warthe und Netze, dessen östlichsten Teil er im Sommer 1907 geologisch kartierte, keine Stützen für Herrn SOLGERS Anschauung finden können. Die dortigen, z. T. im Grundrisse geschwungenen Dünen seien zumeist Dünenketten, also keine Barchane. Die wirklichen Spuren des Eiswindes dürften älter sein und sind noch zu suchen.

Herr SCHMIERER wendet sich gegen die Bemerkung des Vortragenden, wonach nicht Blockpackungen und Geröllanhäufungen, wohl aber Stauchungserscheinungen und Durchragungen charakteristische Erscheinungsformen der Endmoränen sind, und stellt fest, daß das von SOLGER als „Endmoräne“

¹⁾ Vergl. JENTZSCH: Beiträge zum Ausbau der Glazialhypothese, Jahrb. preuß. Geol. Landesanstalt für 1884, Seite 438—524.

aufgefaßte Faltungsgebiet von Weißwasser-Muskau, das nach ihm lediglich Staumoräne ist und zu Blockpackungen in keinerlei Beziehungen stehen soll, nach KEILHACKS (eingehend noch nicht veröffentlichten) Untersuchungen allerdings mit solchen in Zusammenhang steht. Die Begehungen KEILHACKS, an welchen Redner sich im Gebiet der Lausitz beteiligte, sind ausgegangen von typischen Blockpackungen der Niederlausitz; sie führten nach Westen über den ganzen Fläming bis in die Magdeburger Gegend, nach Osten über Spremberg auf das von Herrn SOLGER erwähnte Weißwasser-Muskauer Faltungsgebiet. Auf der ganzen Strecke von Magdeburg bis Weißwasser-Muskau ist jedoch die Endmoräne ganz vorwiegend als Blockpackung entwickelt. Das Muskauer Faltungsgebiet steht nicht nur sowohl nach Westen wie nach Osten in Verbindung mit typischen Blockpackungen, sondern solche ziehen sich sogar mitten durch das Muskauer Faltungsgebiet hindurch. Blockpackungen spielen also bei diesem Endmoränenzug eine entschieden wichtigere Rolle als Stauchungen.

Daß am Eisrand gefaltete Schichten keineswegs immer eine Endmoräne bezeichnen, hat die durch den Redner in den letzten Jahren vorgenommene Kartierung eines glazial gefalteten Gebiets auf dem westlichen Fläming ergeben. Dieses Gebiet liegt zwischen den Städtchen Loburg und Gommern und besteht ähnlich wie die Muskauer Staumoränen aus unter sich parallelen durch einseitigen Eisdruck entstandenen Sätteln und Mulden. Die Kerne der kilometerlangen, schmalen, enggedrängten Sättel, die — eine Folge der Erosion und Denudation — heute mit topographischen Mulden zusammenfallen, bestehen hier in ihrem Kern aus marinem Mittel- und Oberoligocän. Trotz der Großartigkeit der ungefähr die Fläche eines Meßtischblattes einnehmenden Faltung dürfen diese Aufpressungen nicht als „Endmoränen“ bezeichnet werden. Wohl kann kein Zweifel darüber bestehen, daß diese Sättel und Mulden eisrandliche Bildungen sind, aber es sind Erscheinungen von nur lokaler Bedeutung, Aufpressungen, die, wenn auch am Rande des Eises, doch nur da entstanden sind, wo der Septarienton der Basis des Inlandeises nahe lag und dessen Druck auswich. Dies wird erwiesen dadurch, daß das genannte Faltungsgebiet umgeben ist von einem Gürtel einer ausgesprochenen Grundmoränenebene, also nicht einer Grundmoränenlandschaft, welche auf Oszillationen des Eisrandes schließen ließe und bekanntlich in enger Beziehung zu Endmoränengebieten steht. Der beim

Rückgang des Eises zugleich mit dem Tertiär gefaltete Geschiebemergel des Faltungsgebiets steht in unmittelbarem Zusammenhang mit dem Geschiebemergel der Grundmoränenebene; Grundmoränenebene und Faltungsgebiet sind also äquivalent. Nirgends läßt sich das Faltungsgebiet mit benachbarten Stauchungserscheinungen oder auch mit eisrandlichen Aufschüttungen in Beziehung setzen. Aufpressungen von lokaler Bedeutung können also ebensowenig wie zusammenhangslos auftretende Blockpackungen als Endmoränen bezeichnet werden, wenigstens nicht als Endmoränen im Sinne der gegenwärtig bei den deutschen Glazialgeologen geltenden Definition.

Herr P. G. KRAUSE bemerkt dazu: Der Vortrag des Herrn SOLGER enthält auch im einzelnen viele anfechtbare Punkte. Ich will hier mit Rücksicht auf die vorgeschrittene Zeit nur auf zwei eingehen. Der Vortragende hat behauptet, daß sich unmittelbar an die Endmoränenlinie ein ebenes Gebiet nach außen anschließe (der Sandr). Nun ist aber durch die bekannten Beobachtungen KEILHACKS auf Island erwiesen und im kleinen auch an den heutigen Alpengletschern zu beobachten, daß sich der Übergang aus den Geländeformen der Endmoräne in den Sandr durch ein allmähliches Abnehmen und Schwächerwerden dieser vollzieht. Es ist daher auch häufig keine scharfe Grenze zwischen beiden zu ziehen. Dieselben Erscheinungen wiederholen sich auch an unsern diluvialen Endmoränen, und dieselbe Schwierigkeit kehrt auch hier wieder. Scharf wird diese Linie im norddeutschen Flachlande nur dort, wo durch die Vorschüttung des Sandr in ein Seebecken hinein oder durch spätere Wassererosion diese allmählich ausklingende Übergangszone der Einebnung oder Abtragung zum Opfer fiel.

Sodann hat Herr SOLGER versucht, die Fortsetzung der sog. großen baltischen Endmoräne aus der Uckermark in die Neumark hinein in Frage zu stellen. Er glaubt diese Fortsetzung vielmehr über die Neuenhagener Insel nach S suchen zu dürfen (Wriezen und Frankfurt a. O.), um seine nordsüdlich verlaufende Richtung herauszubekommen. Er hat dabei ganz außer acht gelassen, daß ich in einer in dieser Zeitschrift vor Jahresfrist veröffentlichten Arbeit¹⁾ nachgewiesen habe, daß annähernd parallel mit jener sog. baltischen Endmoräne im Süden des Eberswalder Tales eine zweite End-

¹⁾ KRAUSE P. G.: Einige Bemerkungen zur Geologie der Umgegend von Eberswalde usw. Diese Zeitschr. 58, 1906, Mon.-Ber., Nr 7.)

moräne verläuft, die ebenfalls ungefähr ostwestliche Richtung hat, und daß mithin von einer nordsüdlichen Richtung hier nicht die Rede sein kann.

Herr SOLGER erwiderte: Ich habe weder die Absicht, noch ist es überhaupt möglich, alle Einwürfe der Herren, die sich an der Erörterung beteiligt haben, eingehend zu beantworten. Ich beschränke mich darauf, festzustellen, daß sie alle meinen Gedankengang nicht widerlegen.

Einer Erörterung der Dünenfrage, die Herr JENTZSCH anschnitt, habe ich mich absichtlich ganz enthalten, weil sie meiner Ansicht nach nicht zur Sache gehörte, und weil Herr JENTZSCH unmöglich aus einer Bereisung des sehr verwickelten Gebietes bei Zirke ein abgeschlossenes Urteil über die Entstehung unserer Inlanddünen gewinnen konnte¹⁾.

Herrn KRAUSE kann ich versichern, daß ich seine Eberswalder Moräne nicht übersehen habe, daß ich aber nicht an ihren Zusammenhang glaube aus Gründen, wie sie oben mehrfach entwickelt sind.

Herrn SCHMIERER bin ich für seine Mitteilungen sehr dankbar, obwohl sie sich nicht durchweg mit dem decken, was ich selbst beobachtet habe. Ich werde aus solchen Bemerkungen jedenfalls eine erneute Anregung schöpfen, meine Beobachtungen nachzuprüfen, auch wenn es sich wie hier um eine für meinen Hauptgedanken nebensächliche Einzelheit handelt.

Am wertvollsten waren mir die Ausführungen von Herrn KRUSCH, vor allem, weil er trotz seiner genauen Ortskenntnis keine Einwürfe machte, die ich mir nicht schon selbst gemacht hätte, und denen gegenüber ich doch meine Beweisführung für ausschlaggebend halte. Unverständlich ist mir nur seine Auffassung, daß die Mulden des Geschiebemergels mit Abschmelzsanden ausgefüllt sein sollen und doch die alten Schmelzwasserrinnen erhalten blieben. Hier dürfte jedenfalls eine rein morphologische Kritik durchaus berechtigt sein. Gerade die von mir angewandte morphologische Methode war aber der Hauptpunkt, der in der Erörterung bekämpft wurde, und hier hatte ich die Empfindung, daß mein Gedankengang größtenteils mißverstanden worden war.

¹⁾ Ich bemerke, daß ich nie von Barchanen bei Zirke gesprochen habe, sondern ausdrücklich von einer Verschmelzung zu unregelmäßigen Kämmen südlich von Schneidemühlchen (Verh. d. XV. Dtsch. Geogr.-Tgs., S. 168).

Ich glaube gewichtige Gründe dafür angeführt zu haben, daß die Wege, die die Schmelzwässer des Eises gemäß den vorhandenen Talformen genommen haben, bei der jetzt herrschenden Ansicht überhaupt nicht frei gewesen wären. Dieser Gedanke ist durch keinen der Herren Opponenten widerlegt worden. Ist er aber richtig, so spricht er der erwähnten herrschenden Anschauung unter allen Umständen das Todesurteil. Ergibt sich aus der Deutung des petrographischen Befundes der geologischen Kartierung trotzdem, daß der heute angenommene Verlauf der Endmoräne der richtige ist, so halte ich eben diese Deutung für falsch.

Hier kommen wir auf den Punkt der Bewertung der von mir angewendeten Methode, der in der Erörterung einen sehr breiten Raum einnahm. Mir wurde entgegengehalten, daß man mit morphologischen Schlüssen die Frage nicht lösen könnte, sondern zunächst jahrelang kartieren sollte, um sich ein Urteil bilden zu können. Ich kann diesen Standpunkt grundsätzlich nicht anerkennen. Es handelt sich unzweifelhaft sowohl bei Endmoränen wie bei Abflußwegen um Dinge, die in erster Linie morphologisch erkennbar sind, die aber sicher nicht unter Vernachlässigung der morphologischen Tatsachen erforscht werden können.

Darauf wurde die Sitzung geschlossen.

v. w. o.

KÜHN. RAUFF. P. G. KRAUSE.

Briefliche Mitteilungen.

20. Diatomeenkieskerne im paläocänen Tone Greifswalds.

Von Herrn W. DEECKE.

Freiburg i. Br., den 22. September 1907.

In der Herkulesbrauerei zu Greifswald wurde kurz vor meiner Übersiedelung nach Freiburg ein Bohrloch begonnen, das einige interessante Resultate ergab. Nach den freundlichen Mitteilungen des Herrn Brunnenmachermeisters RÖTTGER traf er 56 m unter Tag, nachdem das Diluvium durchsunken war, auf einen wenig mächtigen, graugrünen, fetten Ton. Derselbe bildete das Hangende der weißen cenomanen Kreide, die ja im Untergrunde von Greifswald oft erbohrt worden ist.

Ich erhielt eine Probe des Tones zugesandt und habe dieselbe abgeschlämmt. Als einziger Rückstand blieben zahlreiche kleine Schwefelkieskonkretionen und einige braune Glas-(Obsidian-?)splitter. Die Schwefelkieskerne zeigten nun so eigentümlich regelmäßige Formen, daß sie als Ausfüllung von Mikroorganismen angesehen werden mußten. Nach längerem Suchen fanden sich zahlreiche kleine Kieskerne von unzweifelhaft organischer Entstehung, und zwar erwiesen sich dieselben als Ausfüllungen von *Triceratium* und *Eudictya*, d. h. charakteristischen Diatomeen des jütischen Molers. Damit ist das Alter des Tones bestimmt. Er ist also ein Äquivalent der Tone mit Basalttuffen von der Greifswalder Oie und zahlreicher norddeutscher Vorkommen, von denen vor kurzem GAGEL eine Übersicht gab. Ob die wenigen Obsidiankügelchen und Glassplitter, die ich in diesem Tone beobachtete, auch basaltische Asche darstellen, möchte ich unentschieden lassen, da der Hof der Brauerei mit Schlacken geschottet ist und eine Verunreinigung der Probe immerhin möglich war. Aber auch ohne die Basaltasche ist das Auftreten dieses Tones bei Greifswald von Interesse. Denn er ist ein Denudationsrest einer vom Inlandeise sonst fortgeräumten Schichtenserie. In

keiner der zahlreichen anderen Tiefbohrungen südlich des Rycktals wurde Ähnliches beobachtet. Erst bei Libnow im Lassaner Winkel und bei Cröslin haben wir ähnliche alttertiäre Tone kennen gelernt. Nördlich des Ryck steht diese Schichtenreihe bei Jager Hof IV in über 50 m Dicke unter dem Diluvium an.

Die Diatomeen dieses Tones sind als Kieskerne erhalten; die Kieselschalen sind völlig aufgelöst. Daher ist nur eine generische Bestimmung möglich. Die Ausfüllung der Schalen mit Eisenkies war aber eine so feine und vollständige, daß bei nicht zu scharfer Einstellung unter dem Mikroskop die Skulptur im großen und ganzen wieder heraustritt.

Meines Wissens sind Diatomeenkieskerne bisher nicht oder nur selten erwähnt worden. Das hat zweifellos seinen Grund in dem raschen Zerfall dieser Gebilde. In meinen gut getrockneten Proben ist nach 4—5 Wochen der gesamte feine Diatomeenkiesstaub in Vitriol übergegangen und hätte in der Natur draußen mit dem Kalk Gips geliefert. In allen solchen vergipsten Tönen findet man also keine Diatomeen mehr. Deshalb erscheinen wohl die meisten Tone des Moler in der norddeutschen Ebene so ganz fossilileer. Auch bei Bohrproben rate ich nach dieser Erfahrung, die Untersuchung sofort an dem ganz frischen Material vorzunehmen, in welchem die feinsten Schwefelkieskörnchen noch unberührt sind vom Sauerstoff der Luft.

Eigentümlich ist die völlige Auflösung der Kieselhaut bei starker Abscheidung von FeS_2 im Innern. Jedenfalls ist die letzte ein älterer Vorgang. Man trifft Ähnliches bei den Kieselpongien, deren Achsenkanäle mit Schwefeleisen erfüllt sein können. Unter Umständen ist auch das ganze Schwammgewebe in Pyrit und sekundäres Brauneisenerz übergegangen unter Verdrängung der Kieselsäure. Auch erinnere ich mich, Ähnliches bei Radiolarien in Gesteinen beobachtet zu haben. Der chemische Vorgang ist jedenfalls recht verwickelt gewesen.

21. Eine angebliche alte Mündung der Maas bei Bonn. — Beobachtungen über die Beziehungen der pliocänen und diluvialen Flußaufschüttungen von Maas und Rhein.

Von Herrn G. FLIEGEL.

z. Z. Gemünd (Eifel), den 1. August 1907.

Es ist das Verdienst von Herrn H. POHLIG¹⁾, als erster die Aufmerksamkeit darauf gelenkt zu haben, daß sich in der Gegend von Bonn — bei Duisdorf — zwischen die Braunkohlenformation und die ältesten Rheinschotter des Diluviums eine selbständige fluviatile Ablagerung von Quarzschottern und -Sanden einschiebt, die durch die Führung von verkieselten Organismenresten besonders ausgezeichnet ist.

Hinsichtlich der Herkunft dieser Schotter samt ihrem merkwürdigen Fossilinhalt hat POHLIG im Gegensatz zu C. SCHLÜTER²⁾, der diese Fossilien als jurassisch erkannt und ihren Ursprung aus paläontologischen Erwägungen im Süden gesucht hat, daran festgehalten³⁾, daß „die Richtung der Süßwasserfluten, welche diese Reste hergebracht haben, nicht diejenige des Rheinstromes bzw. eines damaligen Vorläufers von ihm, sondern daß sie entweder eine ungefähr nordsüdliche oder westöstliche gewesen ist“.

Diese Meinung von dem Westosttransport hat POHLIG in einem soeben in dieser Zeitschrift veröffentlichten Aufsatz⁴⁾ unter dem Titel: „Eine alte Mündung der Maas bei Bonn?“ in bestimmtere Form gekleidet.

Die Beweisführung ist einfach: In den genannten Quarzschottern bei Bonn und von hier aus rheinabwärts treten verkieselte Versteinerungen des Oxford auf; ebensolche finden sich in derselben Art der Erhaltung und in mehreren Arten

¹⁾ „Geologisch-Paläontologisches von dem Niederrhein.“ Sitz.-Ber. Niederrhein. Ges. f. Natur- u. Heilkunde, Bonn. Sitz. v. 5. XI. 1883.

²⁾ „Zur Heimatfrage jurassischer Geschiebe im Westgermanischen Tiefland.“ „II. Malmgeschiebe.“ Diese Zeitschr. 49, 1897, S. 492—503.

³⁾ „Die Eiszeit in den Rheinlanden.“ Diese Zeitschr. 57, 1905, Monatsber. S. 246.

⁴⁾ Diese Zeitschr. 58, Monatsber. Nr. 11, Nov. 1906.

völlig übereinstimmend in den jüngsten Flußaufschüttungen der Maas sowie anstehend im Flußgebiet der oberen Maas bei Mézières und Sedan; außerdem seien bei Bonn Fossilien aus dem Kohlenkalk von Aachen und aus der Kreide oder dem Tertiär des südlichen Belgiens gefunden worden, wie überhaupt Maasgeschiebe in der Niederrheinischen Bucht weit nach Osten reichen — folglich haben diese Kiese ihren Ursprung im Flußgebiet der oberen Maas, die Maas oder ein Arm derselben hatte seine Mündung in den Rhein nahe bei Bonn.

Es soll im folgenden in Kürze geprüft werden, inwiefern die weitgehenden Schlußfolgerungen POHLIGs mit den Tatsachen, auf denen sie aufgebaut sind, in Einklang stehen:

Da muß vor allem auf einen methodischen Fehler hingewiesen werden: Bei Erörterung des Ursprungs der Geschiebe am Niederrhein hält POHLIG ihr Auftreten in diluvialen und tertiären Schichten nicht genügend auseinander: Es ist an sich gewiß richtig, daß in der Gegend von Geilenkirchen „*Ammonites* cf. *coronatus*“ nicht nur einmal, sondern wiederholt gefunden worden ist, und daß dieses und andere Geschiebe der westlichen Niederrheinischen Bucht von der Maas stammen. Er hätte hinzufügen können, daß Maasgerölle in den Kiesen der Niederrheinischen Bucht bis zur Rur¹⁾ vorherrschen und vereinzelt sogar darüber hinaus vorkommen, wie das E. HOLZAPFEL²⁾ anschaulich geschildert hat. Alle diese Maasgerölle gehören jedoch dem Diluvium, unserer „Hauptterrasse“, an. Sie beweisen, daß an der diluvialen Schotterauffüllung der Niederrheinischen Bucht Rhein und Maas Teil haben. Sie beweisen dagegen nichts für den Ursprung der das Diluvium unterlagernden, stets durch eine scharfe Grenze von ihm getrennten und einen besonderen stratigraphischen Horizont³⁾ bildenden Quarzschotter der Kieseloolithschichten.

¹⁾ Die Karten der Landesaufnahme gebrauchen die holländische Schreibweise „Roer“.

²⁾ „Beobachtungen im Diluvium der Gegend von Aachen.“ Jahrb. Geol. Landesanst., Berlin XXIV für 1903, S. 489.

³⁾ Herr POHLIG hat die stratigraphische Selbständigkeit der Ablagerung früher selbst betont. — Gegenüber einer Bemerkung von Herrn STEINMANN, die allerdings noch vor dem Erscheinen der betr. Aufsätze von HEINRICH E. KAISER und mir niedergeschrieben ist (Sitz.-Ber. Niederrhein. Ges. f. Natur- u. Heilkunde, Bonn. Sitz. v. 3. XII. 1906), und dahin lautet, daß unsere Kieseloolithschichten möglicherweise das Äquivalent des älteren Deckenschotters des Alpenvorlandes seien, sei auf folgendes hingewiesen: Die Flora der Kieseloolithschichten hat, wie mir mein Kollege SROLLER auf Grund der jetzt beendeten Bearbeitung mitteilt, durchaus mediterranen Charakter. Außerdem fehlen den Kieseloolithschottern größere Geschiebe ganz im Gegensatz zu allen unseren

Neu ist die Angabe POHLIGS über das Vorkommen von Geröllen aus dem „Kohlenkalkgebiet südlich von Aachen und von verkieselten Geschieben aus Kreide oder marinem Tertiär des südlichen Belgiens . . . in dem Kies bei Bonn“.

Es ist nicht ganz klar, ob unter dem „Kies bei Bonn“, dem sie entstammen, wirklich die Quarzschotter der Kieseloolithschichten gemeint sind. Jedenfalls kommt für den Ursprung solcher nur vereinzelt auftretender Geschiebe nicht nur ein direkter Transport von Belgien her in Betracht. Ich habe in den Quarzschottern der Kieseloolithstufe wiederholt Kreidefeuersteine gefunden, die sehr wohl aus tertiären Schichten aufgenommen sein können, in deren miocänen Sanden sie als gerollte und mit Schlagnarben versehene „Wallsteine“ — ostwärts bis nach Vohwinkel bei Elberfeld — weiteste Verbreitung haben. Manche andere Gerölle der Kieseloolithschichten und des niederrheinischen Diluviums befinden sich offenbar in gleicher Weise nicht auf sekundärer, sondern bereits auf dritter oder vierter Lagerstätte.

Es bleibt also von den Beweisen POHLIGS nur die von vornherein wesentlichste Tatsache, daß ganz die gleichen verkieselten Versteinerungen des Oxford wie in den Quarzschottern bei Bonn auch im Flußgebiet der oberen Maas als Gerölle und anstehend bei Mézières und Sedan vorkommen.

Ich zweifle um so weniger an der Richtigkeit dieser Angaben, als auch mir Kieseloolithe und verkieselte Fossilien nicht nur unter den rezenten Alluvionen, aus denen sie POHLIG nennt, sondern hoch über dem heutigen Flusse in einer alten Ablagerung von Quarzschottern von der Maas her aus eigener Anschauung¹⁾ bekannt sind. Müssen aber deshalb die Jura-fossilien von Bonn der Absatz eines alten Maaslaufes sein, der von Lüttich her über Verviers, Monjoie, Eupen quer über

diluvialen Schottern so vollständig, daß sich auch hierin der nicht-glaziale Charakter derselben und damit ihr pliocänes Alter ausspricht. Neuerdings hat Herr C. MORDZIOŁ gar den Zusammenhang der Kieseloolithschichten mit den Dinotheriensanden des Mainzer Beckens nachgewiesen (Vortrag, gehalten a. d. Vers. d. Niederrh. Geolog. Ver. in Burgbrohl am 11. IV. 07). Das letztere verdient auch wegen der noch jugendlicheren „Entdeckung der Dinotheriensande an dem Niederrhein“ durch Herrn POHLIG (Diese Zeitschr. 1907, Monatsber. S. 221) besondere Erwähnung.

¹⁾ G. FLIEGEL: „Pliocäne Quarzschotter in der Niederrheinischen Bucht.“ Jahrb. Geol. Landesanst. für 1907, XXVIII, S. 114, 115. Vgl. besonders die ausführlichen Angaben bei E. KAISER: „Pliocäne Quarzschotter im Rheingebiet zwischen Mosel und Niederrheinischer Bucht“, ebenda S. 81ff; dort auch die belgische Literatur!

das Hohe Venn und durch die nördliche Eifel nach Osten verlaufen ist?

Herr E. KAISER und ich haben die Frage, ob die von uns an der Maas beobachteten ältesten Kiese das Äquivalent der Kieseloolithschotter des Niederrheins sind, seinerzeit offen gelassen; vielerlei Umstände sprachen dafür. Dagegen habe ich nachzuweisen gesucht und durch eine Karte erläutert, daß die Kieseloolithschichten nicht auf Bonn und das Vorgebirge beschränkt, sondern daß sie fast über die ganze südliche Niederrheinische Bucht verbreitet und nach Westen zu bereits bis über die Rur verfolgt sind. Sie besitzen eine ähnlich flächenförmige Ausdehnung wie die nächstjüngere große Schotterauffüllung, die der Hauptterrasse. Wenn also echte Maasgerölle in den Quarzschottern am Niederrhein vorkommen, so will es mir näherliegend und natürlicher erscheinen, diese Mischung in derselben Weise wie die der Rhein- und Maaskiese im Diluvium zu erklären, als durch die Konstruktion eines das Hohe Venn überschreitenden gewaltigen Flusses, für dessen Existenz auf der über 100 km langen Strecke Lüttich—Bonn keine Spur eines Beweises durch das Auffinden von ebenso charakteristisch zusammengesetzten Schottern erbracht ist.

Vor allem aber hat die Hypothese POHLIGs zur Voraussetzung, daß diese Schotter nur von Bonn ab nordwärts vorkommen, daß sie dem Rheingebiet innerhalb des Schiefergebirges fehlen.

Diese Voraussetzung ist hinfällig; denn Herr E. KAISER hat in der eben genannten Arbeit überzeugend nachgewiesen, daß dieselben Quarzschotter im Rheingebiet südlich von Bonn zwischen Mosel und Niederrheinischer Bucht weitere Verbreitung besitzen.

Da Herr H. POHLIG seinen Aufsatz auch an anderer¹⁾ Stelle in französischer Sprache veröffentlicht hat, hat Herr E. KAISER dort²⁾ noch einmal eingehend dargetan, daß die Quarzschotter der Niederrheinischen Bucht mit denen des engeren Rheintales südlich davon identisch sind. Indem ich darauf ausdrücklich verweise, hebe ich hier nur zwei Tatsachen hervor: Bei Koblenz an der unteren Mosel hat Herr E. KAISER

¹⁾ Bulletin de la Société belge de Géologie usw., Bd XX, P. V., S. 171—178.

²⁾ „Remarques au sujet de la note de M. POHLIG: „Sur une ancienne embouchure de la Meuse, près de Bonn“, ebenda Bd XXI, P. V., S. 241—246.“

neben einer Fülle von Kieseloolithen¹⁾ und undeutlichen Fossilresten den typischen *Millericrinus echinatus* gefunden, und neuerdings zeigte mir Herr LEPLA von Piesport an der oberen Mosel eine Kollektion von Geröllen, die so charakteristisch für die Kieseloolithschichten sind, als stammten sie von Duisdorf oder einem sonstigen Fundpunkt am Vorgebirge. Beide Vorkommen gehören der ältesten Schotterablagerung an der Mosel an; sie sind älter als die diluviale Hauptterrasse. Sie stimmen also nicht nur petrographisch, sondern auch stratigraphisch mit den Quarzschottern der Niederrheinischen Bucht überein.

Nach alledem wird hinsichtlich der Verbreitung und des Ursprungs der Kieseloolithschotter entgegen der POHLIGschen Hypothese an dem festgehalten werden müssen, was Herr E. KAISER und ich gleichzeitig mit Herrn H. POHLIG und unabhängig von ihm in den genannten Arbeiten niedergelegt haben. Insonderheit muß es für die Heimat der Quarzschotter der Bonner Gegend dabei bleiben, daß sie zu pliocäner Zeit auf demselben Wege rheinabwärts gelangt sind wie in späterer Zeit die Schotter des Diluviums.

Lange nachdem das vorliegende Manuskript abgeschlossen war, hatte ich Gelegenheit zu ausgedehnteren Begehungen im Flußgebiet der Maas. Da die Ergebnisse zum Teil für die Beurteilung der im vorstehenden erörterten Verhältnisse von Bedeutung sind, sollen sie im folgenden, soweit sie hierauf Bezug haben, in Kürze mitgeteilt werden. Eine ausführliche, spätere Darstellung wird um so mehr am Platze sein, als ich die begonnenen vergleichenden Studien über die Entwicklung der Flußaufschüttungen an Maas und Rhein erst im Herbst auf einer größeren Reise abschließen werde.

Um zu entscheiden, ob die von Herrn E. KAISER und mir am Mittellauf der Maas zwischen Namur und Lüttich beobachteten hochgelegenen Quarzschotter als das Äquivalent der Kieseloolithstufe des Niederrheins aufgefaßt werden müssen,

¹⁾ Daß Herr POHLIG die Kieseloolithe aus den Quarzschottern der Bonner Gegend überhaupt nicht kennt, wie er in dem Schluß-satz seiner neuesten Veröffentlichung (Diese Zeitschr. 59, 1907, Monatsber. S. 221) ausdrücklich angibt, ist sehr bedauerlich; hat doch schon SCHLÜTER vor zehn Jahren (Diese Zeitschr. 49, 1897, S. 493) mit den Worten: „Auch zeigen sich ab und zu verkieselte (Kalk-)Oolithe“ auf sie hingewiesen.

sind, nachdem die weitgehende petrographische Ähnlichkeit beider Bildungen erwiesen ist, zwei Fragen von Bedeutung:

1. Ist das Verhältnis der Quarzschotter der Maas zu den sonstigen Aufschüttungen dieses Flusses dasselbe wie das der Kieseloolithschichten des Niederrheins zu den dortigen jüngeren, diluvialen Bildungen?

2. Worauf ich schon früher¹⁾ hingewiesen habe: Fließen sie mit denen der Niederrheinischen Bucht zusammen? —

Beobachtungen, die ich westlich von Lüttich machen konnte, bilden den Anschluß an unsere früheren Beobachtungen bei Namur und Huy: Wie am ganzen Mittellauf der Maas in wechselnder Meereshöhe von meist 180—200 m stehen hier in 190 m Höhe — die Maas fließt in 65 m — Quarzschotter in großer Ausdehnung an. Sie gehen meist nur an der Kante des Plateaus zu Tage aus; auf der ebenen Hochfläche sind sie von Löß bedeckt. Ihr Liegendes wird von älteren tertiären Schichten, ungeschichteten, eisenschüssigen, gelbgefleckten, weißen Sanden (marines Unter-Oligocän, Tongrien der belgischen Karte) oder, wo diese fehlen, von einer mächtigen Feuersteinpackung, dem „Conglomérat à Silex“ (Sx = Maestrichtien, facies d'altération der Karte), mitunter auch von feuersteinführender, weißer Schreibkreide (Cp 3 c = Sénonien, Assise de Nouvelles) gebildet.

Als Hangendes der zuerst genannten tertiären Sande sah ich die Quarzschotter bei Crotteux und bei Hollogne-aux-Pierres (Bl. Seraing-Chênée und Alleur-Liège) anstehen; an letzterem Orte scheint das „Conglomérat à Silex“ die unterste Schicht der tertiären Sande selbst zu bilden, da die Zwischenräume zwischen den Feuersteinen von denselben Sanden ausgefüllt sind, die im Hangenden große Mächtigkeit erreichen²⁾. Jedenfalls stimmen die Quarzschotter durch ihr Auftreten im Hangenden der tertiären Sande, in ihrer Höhenlage, dann aber auch durch das vollständige Vorwalten von Quarzen, durch den reichen Gehalt an Kieseloolithen, Lyditen und verkieselten Versteinerungen durchaus mit den früher beobachteten von Huy und Namur überein. Sie setzen sich dem Maastal entlang in der Richtung auf Lüttich und dann nordwärts nach Milmort fort, treten aber weiterhin nicht mehr als die Umgebung weithin überragende, höchstgelegene Schotterdecke an die Oberfläche.

¹⁾ „Pliocäne Quarzschotter in der Niederrheinischen Bucht.“ a. a. O. S. 115.

²⁾ Vgl. die Bemerkungen bei E. HOLZAPFEL: „Beobachtungen im Diluvium der Gegend von Aachen.“ Jahrb. kgl. Geol. Landesanst. für 1903, XXIV, Berlin 1905, S. 497 ff.

In meinem Bemühen, das von mir vermutete „Zusammenfließen“ der Kieseloolithschichten der Maas und des Rheines zu beobachten, machte ich sodann eine Reihe von Begehungen in dem Gebiet östlich der Maas zwischen Lüttich, Visé, Maastricht einerseits und dem Abfall des Hohen Venn, dem „Pays de Herve“ zwischen Lüttich und Aachen andererseits.

Schon die belgische Karte stellt das Vorkommen von Quarzschottern an einer ganzen Reihe von Punkten des Gebirgsabhanges in der beträchtlichen Meereshöhe von meist über 200 m durch die Buchstabeneintragung Onx (= Amas et trainées de cailloux de quartz blanc, à allures ravinantes et fluviales) dar. Herr A. BRIQUET¹⁾ hat diese Vorkommen neuerdings als Spuren eines alten Maaslaufes gedeutet, den der Fluß später mit der heutigen Süd-Nord-Richtung vertauscht habe.

Als Resultat meiner Begehungen stelle ich fest, daß diese Quarzschotter die echte nordöstliche Fortsetzung der Kieseloolithschotter von Namur, Huy und Lüttich sind. Quarze herrschen in ihnen ganz und gar vor, auch fällt nirgends schwer, die charakteristischen Kieseloolithe und jurassische Versteinerungen zu finden. Störend wirkt — wenn wir davon absehen, daß sie lokal ungemein stark verwittert sind —, daß ihnen ein erheblicher Teil von splittrigen und eckigen, manchmal auch von gerollten Feuersteinen beigemischt ist, die den Habitus der Ablagerung einigermaßen verändern. Wenn man jedoch bedenkt, daß das Liegende der Schotter auf große Strecken von dem „Conglomérat à Silex“ gebildet wird, daß der Fluß sich vielfach in dieses einschneiden und es aufarbeiten mußte, ehe er seine Kiese aufschüttete, kann man in dem zahlreichen Auftreten der Feuersteingeschiebe kaum etwas Befremdendes erblicken. Als Beispiel führe ich die von mir genauer studierten Vorkommen von Neufchâteau und Simpelveld an:

An ersterem Ort befinden sich die Quarzschotter im unmittelbaren Hangenden des Conglomérat à Silex, ebenso bei Simpelveld; der Kies, der hier gewonnen wird, unterscheidet sich, wenn er gesiebt, d. h. seiner Feuersteine beraubt ist, in nichts von den Kieseloolithschottern der Niederrheinischen Bucht.

Die Höhenlage, in der die Quarzschotter am Gebirgsrande auftreten, ist außerordentlich verschieden: Während sie, wie er-

¹⁾ „Note préliminaire sur quelques points de l'histoire plio-pleistocène de la région gallo-belge.“ Annales de la Société Géologique du Nord, 36, S. 2—44, Séance du 9. Jan. 1907, Lille, 1907.

wähnt, westlich von Lüttich in 190 m von mir beobachtet wurden, stehen sie bei Neufchâteau (Les Trois Cheminées) an zwei nur einige hundert Meter von einander entfernten Punkten in 210 und 240 m Höhe an. Bei Simpelveld bilden sie die Oberfläche der vereinzelter Kuppen nördlich der Eisenbahn Aachen—Maastricht in rund 215 m. Bei Plank und Slenaken würden sie nach der belgischen Karte in 235 m, bei Mheer (nördlich von Fouron-le-Comte) in 175 m anstehen.

Diese absichtlich kurz gehaltenen Angaben werden genügen, um darzutun, daß die Quarzschotter von jungen Gebirgsstörungen¹⁾ betroffen worden sind, die die ursprünglich fast horizontale Ablagerung in Schollen zerlegt haben. Dabei ist klar, daß sie in einiger Entfernung vom Gebirge wegen des in Staffeln erfolgten Einbrechens der Maasscholle in größere Tiefe geraten sein werden.

Daher müssen wir ihr Auftreten weiter im Norden am ehesten im Untergrunde der dort weit ausgebreiteten diluvialen Maasschotter, von diesen überlagert, erwarten. Es scheint jedoch, daß sie auf großen Flächen, weil nicht genügend tief eingesunken, der Erosion vor Beginn der Aufschüttung der diluvialen Kiese zum Opfer gefallen sind. Um so wichtiger ist, daß ich ihre zweifellosen Spuren weit im Norden am Rande des Maastales bei Sittard, 20 km nördlich von Maastricht, wiedergefunden habe.

Hier stehen in etwa 72 m Meereshöhe gleich östlich der Stadt die typischen Quarzkiese im Liegenden der diluvialen Maasschotter an. Sie sind in Erosionsrinnen des tertiären, ungeschichteten Sandes erhalten geblieben, indem die diluvialen Schotter diskordant über beide ältere Bildungen hinweggreifen.

Die Analogie mit dem Auftreten der Kieseloolithschichten in der Niederrheinischen Bucht ist bemerkenswert: Sie stehen auch dort am Gebirgsrande der Zülpicher Gegend in beträchtlicher Höhe an²⁾, sind dagegen im Inneren der Bucht in die Tiefe gesunken und von den Schottern der diluvialen „Hauptterrasse“ überdeckt. Damit steht in Zusammenhang, daß es nicht gut möglich ist, sie ohne Unterbrechung von Simpelveld aus nach Osten oder Nordosten zu verfolgen; denn von diesem hochgelegenen Vorkommen am Gebirgsrande sind die Schotter nicht nur nach

¹⁾ Diese Auffassung bleibt auch dann bestehen, wenn unter dem „Onx“ der belgischen Karte zwei Ablagerungen, eine ursprüngliche und eine aufgearbeitete, zusammengefaßt sein sollten (vgl. A. BRIQUET a. a. O. S. 23), was mir noch keineswegs festzustehen scheint.

²⁾ G. FLIEGEL: a. a. O. S. 108—112.

Nordwesten zur Maas, sondern auch nach Nordosten zur Niederrheinischen Bucht entlang den bekannten, nordwestlich streichenden Aachener Sprüngen — unmittelbar östlich von Simpelveld beginnend — in Staffeln eingebrochen.

Die Übereinstimmung in dem Auftreten der Quarzschotter im Maas- und Rheingebiet wird vollständig, wenn wir vergleichend die sonstigen Aufschüttungen beider Flüsse betrachten:

Ich lernte die der Maas auf einer Reihe von Begehungen in der weiteren Umgebung von Lüttich, Visé und Maastricht kennen. Zufolge eines zufälligen Zusammentreffens erfreute ich mich dabei zwischen Lüttich und Herstal der liebenswürdigen Führung des Herrn A. BRIQUET aus Douai.

Auf der Flußstrecke von Lüttich bis Maastricht, auf die ich mich hier beschränken¹⁾ kann, wird der ebene Talboden ganz überwiegend von der vielfach von diluvialen Hochflutlehm bedeckten, lößfreien Niederterrasse eingenommen. Das Alluvium ist auf ein schmales, den Hochwässern ausgesetztes Band entlang dem Flusse beschränkt und oft mit scharfem Rande gegen die Niederterrasse abgesetzt. Der Spiegel des Flusses befindet sich bei Mittelwasser etwa 5—6 m unter ihr. Auf ihr verläuft u. a. die Eisenbahn von Visé nach Maastricht.

Die ältesten diluvialen Schotter haben im Gegensatz zu den Quarzschottern eine ungemein bunte, mannigfache Zusammensetzung und sind reich an großen Blöcken. Sie bilden zwischen Namur und Lüttich und weiter bis Maastricht eine breite Terrasse, die bis fast in die Breite von Visé von der Quarzschotterdecke deutlich überragt wird. Sie gehören also dem Tale selbst an. Vielfach sind sie ebenso wie die Quarzschotter von Löß bedeckt. Sie liegen bei Lüttich in rund 140 m, bei Visé in 130—140 m, südlich von Maastricht sowie zwischen Maastricht und Valkenburg in etwa 120—130 m Höhe.

¹⁾ Nördlich von Maastricht — ich habe meine Begehungen bis in die Campine und bis nach Venlo ausgedehnt — werden die Verhältnisse, wenigstens westlich der Maas, verwickelter: Die Entstehung der lößfreien, weit ausgedehnten Kiesebene der belgischen Campine, die etwa 30 m tiefer liegt als die ältesten diluvialen Kiese südlich von Maastricht, ist ohne die Mitwirkung von Störungen, die an Maastricht vorüber nach Nordwesten verlaufen, kaum zu erklären. Das um weitere 30 m tiefere Niveau der nördlich folgenden holländischen Campine ist auf das Absinken einer gewaltigen diluvialen Scholle an einer Verwerfung zurückzuführen, die am Maas-Schelde-Kanal entlang nach Nordwesten streicht.

Endlich schalten sich am Talgehänge zwischen diese ältesten diluvialen Schotter und die lößfreie Niederterrasse auf große Erstreckungen mittlere Terrassen in verschiedener Höhenlage ein. Die Oberkante der tiefsten, lößbedeckten Mittelterrasse liegt bei Herstal 80 m, östlich von Maastricht 55 m über dem Meere.

Diese Verhältnisse stimmen recht gut mit denen des Rheines vor seinem Austritt aus dem Schiefergebirge überein: Wir kennen z. B. aus der Gegend von Linz¹⁾ die Kieseloolithschotter als höchste Terrasse in über 200 m Höhe; es folgt rund 20 m tiefer die bunt zusammengesetzte „Hauptterrasse“ und tief unten am Gehänge neben anderen die „tiefste Mittelterrasse“ in 70 m, alles von Löß bedeckt. In noch tieferem Niveau, bei 60 m sehen wir die lößfreie Niederterrasse, in die der heutige Fluß sich wiederum eingeschnitten hat.

Nun ist es nach den Ergebnissen der Kartierung der Preussischen Geologischen Landesanstalt nicht zweifelhaft²⁾, daß sich die diluviale „Hauptterrasse“ des Rheintales in der Niederrheinischen Bucht als Schotterdecke westwärts bis zur Maas erstreckt. Ich möchte daher glauben, daß die soeben als älteste³⁾ diluviale Schotter der Maas beschriebenen Kiese — gleichgiltig, ob man sie als Campinien oder als Mosänen bezeichnet — das stratigraphische Äquivalent der „Hauptterrasse“ des Rheines sind. In gleicher Weise entsprechen sich die lößfreie Niederterrasse des Rheines und der Maas und nicht minder die lößbedeckten tiefsten Mittelterrassen beider Flüsse.

Nach alledem herrscht in der Entwicklung der diluvialen Flußaufschüttungen des Rheines und der

¹⁾ Vgl. E. KAISER: „Die Ausbildung des Rheintales zwischen Neuwieder Becken und Bonn-Cölner Bucht.“ Verhandl. XIV. Deutsch. Geographentages in Cöln. Berlin 1909. — Derselbe, in: H. RAUFF, E. KAISER, G. FLIEGEL: „Bericht über die Exkursionen der D. Geol. Ges. nach d. Vers. in Coblenz.“ Diese Zeitschr. 58, 1906, Monatsber. S. 278—281.

²⁾ E. HOLZAPFEL: a. a. O. S. 489ff. — G. FLIEGEL: „Das linksrheinische Vorgebirge.“ Diese Zeitschr. 58, S. 293. — Derselbe: „Pliocäne Quarzschotter usw.“ a. a. O. S. 92, 93. — KRUSCH und WUNSTORF: „Das Steinkohlengebirge nordöstlich der Roer nach den Ergebnissen der Tiefbohrungen usw.“ Glückauf 43, H. 15, 1907. (Die „Hauptterrasse“ wird hier „Hochterrasse“ genannt.)

³⁾ Mehr im Osten, nach dem Abfall des Gebirges zu, wo ja die Quarzschotter in erheblich höherem Niveau liegen, stellen sich freilich noch Terrassenreste in anderer Höhenlage ein. Es unterliegt wegen des Einflusses junger Störungen unverkennbaren Schwierigkeiten, ihren ursprünglichen Zusammenhang festzustellen.

Maas weitgehende Übereinstimmung. In beiden Gebieten ist außerdem eine ältere Flußablagerung, die Quarzschotter, vorhanden, deren pliocänes Alter für den Rhein erwiesen ist. Da diese in ihrer Ausbildung wie in der Art ihres Auftretens ebenso übereinstimmen wie darin, daß sie von den gleichen jungen tektonischen Bewegungen betroffen worden sind, müssen sie für gleichaltrig gelten: Auch die Quarzschotter des Maasgebietes sind Pliocän.

Von allgemeinerer Natur ist die Schlußfolgerung, daß von der jüngeren Tertiärzeit ab im nördlichen Vorlande der Eifel und der Ardennen gleiche mechanische Kräfte an der Schaffung der Grundzüge der heutigen Oberflächenformen gearbeitet haben.

22. Über den Wellenkalk an der unteren Tauber.

Von Herrn L. HENKEL.

Schulpforte, den 5. August 1907.

Im Jahrgang 1904 dieser Zeitschrift, S. 221, habe ich ein Profil durch den Wellenkalk des Taubertals bei Hochhausen veröffentlicht. Da eine erneute Untersuchung mir mehrfache Berichtigungen und Ergänzungen geliefert hat, möchte ich dies Profil nochmals in etwas veränderter Form mitteilen (s. Fig. 1). Das Material dazu lieferte vor allem der ausgezeichnete Aufschluß in dem Einschnitt der Straße von Hochhausen nach Eiersheim (badisches Meßtischblatt Tauberbischofsheim) und die Steinbrüche auf der Hochfläche darüber, dann die Hohlwege in der Nähe des „Kalten Bildes“ sowie die Gehänge zu beiden Seiten der Straße von Werbach nach Böttigheim, besonders Wasserriß und Wegeinschnitt im Sparental bei Böttigheim (Name nicht auf der Karte; es ist die nördlichste Schlucht in der Nordost-Ecke des Blattes).

Die erste und zweite Schaumkalkbank zeigen noch ganz die typische Entwicklung wie im Maintal und in Thüringen. Dagegen besteht die dritte Schaumkalkbank aus einem merkwürdigen Oolith, bei dem schwarze Körner von ungefähr $\frac{3}{4}$ mm Durchmesser in einer grauen Grundmasse liegen, die beim Verwittern gelb wird. Auch diese Bank führt noch reichlich

Petrefakten der Schaumkalkzone, insbesondere ist sie reich an *Myophoria orbicularis*.

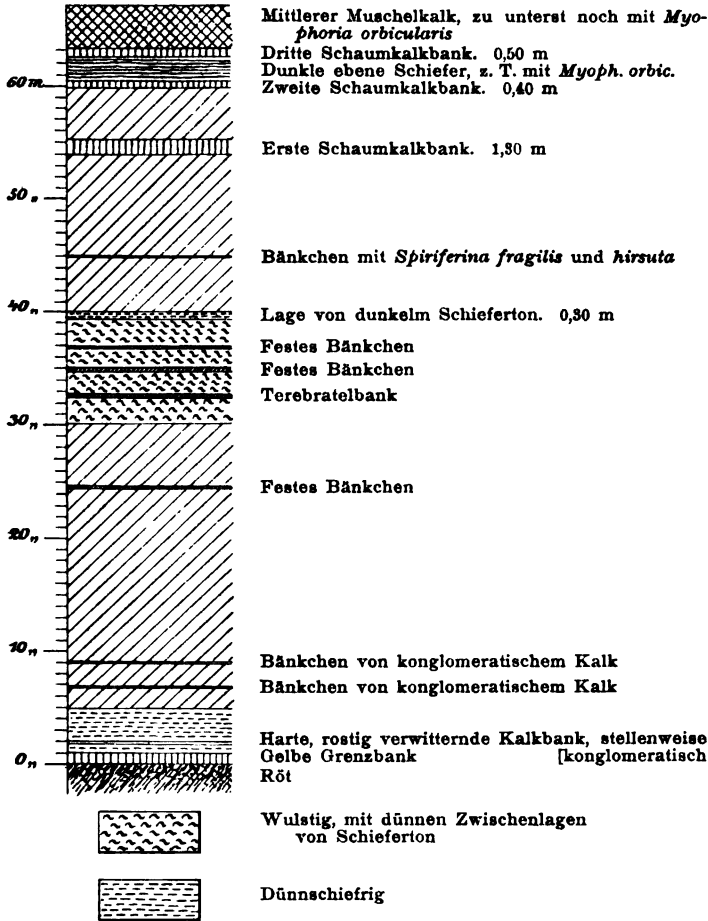


Fig. 1. Profil des Wellenkalkes bei Hochhausen a. d. Tauber.

Anm. Die Mächtigkeit der Schichtenreihe zwischen der Terebratelbank und den Konglomeratbänken ist um einige Meter unsicher.

Besonders bemerkenswert ist die Terebratelbank. Sie besteht im Sparental aus einem festen schwarzblauen Kalk von 15 cm Mächtigkeit, der sehr reichlich *Terebratula vulgaris* und *Lima lineata* führt. Die Petrefaktenführung, das ganze

Aussehen und die Lage einige 20 Meter unter dem Schaumkalk lassen es als sicher erscheinen, daß dieses Bänkchen die Fortsetzung des Terebratula-Kalks ist, der in ganz Mitteldeutschland die auffälligste Leitschicht des Unteren Muschelkalks darstellt und noch 12 km von hier gegenüber von Trennfeld als stattliches Felsgesims am Abhang des Maintals weithin sichtbar ist. Im Einschnitt bei Hochhausen ist das Bänkchen noch mehr zusammengeschwunden und hebt sich nur wenig von der Umgebung ab, so daß ich es auch 1904 übersehen habe. Von Petrefakten fand ich darin auch noch *Spiriferina hirsuta* und kleine Exemplare von *Lima* cf. *striata*. Ob ein 2 m höher liegendes hartes Bänkchen etwa den letzten Rest der oberen Bank des Terebratula-Kalks darstellt, lasse ich dahingestellt; Petrefakten habe ich nicht darin gefunden.

Noch merkwürdiger als das starke Zusammenschwinden der Terebratelbank von Trennfeld bis hierher, während sie von dort nach Norden zu sich auf Hunderte von Kilometern gleich bleibt, ist die starke Verminderung, die auf dieser kurzen Strecke die Gesamtmächtigkeit des Unteren Muschelkalks erfährt. Gegenüber von Trennfeld, zwischen Lengfurt und Homburg am Main, liegt der Terebratula-Kalk 55 m über dem Gelbkalk an der oberen Rötgrenze. Dagegen liegt am unteren Eingang des Sparentals der Gelbkalk nahe der Höhenlinie von 250 m, am Abhang dicht dabei die Terebratelbank zwischen den Linien von 270 und 280 m. (Verwerfungen sind hier durchaus nicht vorhanden.) Auch an anderen Punkten der Gegend ergibt sich, natürlich unter Berücksichtigung des Fallens der Schichten, für die Schichtenreihe zwischen dem Röt und der Terebratelbank nur eine Mächtigkeit von einigen dreißig Metern, während die zwischen der Terebratelbank und dem Schaumkalk nicht wesentlich verringert erscheint. Die Abnahme der Gesamtmächtigkeit ist also fast ganz auf Kosten der unteren Abteilung erfolgt.

Weiter südwärts wird sich die Terebratelbank wohl ganz auskeilen, wenigstens ist sie am Neckar von SCHALCH und an der Jagst von E. FRAAS nicht gefunden worden. Es wird eben deshalb nicht leicht sein, die Frage zu entscheiden, ob sie als das genaue Äquivalent des Terebratelhorizontes am Schwarzwald anzusehen ist. Die recht erhebliche Verschiedenheit des Abstandes von der Spiriferinenbank möchte dagegen sprechen, andererseits bietet das jetzt durch M. SCHMIDT¹⁾

¹⁾ Das Wellengebirge der Gegend von Freudenstadt. Mitt. d. Geol. Abt. d. Württ. Stat. Landesamts 1907.

festgestellte Auftreten der Terebrateln in zwei Lagen, die 2 m auseinanderliegen, eine bemerkenswerte Analogie zu den zwei Bänken des thüringisch-fränkischen Terebratula-Kalks. (Der Verfasser selbst hebt dies allerdings nicht hervor.)

Verwunderlich sind aber die Äußerungen von M. SCHMIDT zu der vorliegenden Frage. Er gibt an, ECK habe bereits 1880¹⁾ recht wahrscheinlich gemacht, daß die schwäbische Terebratelzone mit der mitteldeutschen Schaumkalkzone γ (Terebratula-Kalk) genau ident sei, und nur von mir sei unbegründeterweise ein Zweifel erhoben. Was sagt aber ECK an der angeführten Stelle zu dieser Frage? Nachdem er vorgeschlagen hat, für das schwäbische Wellengebirge die „obere Terebratelzone“ als Grenze zwischen der oberen und unteren Abteilung zu verwenden, fährt er fort: „Wäre es erlaubt, die obere der erwähnten Terebratelschichten der Terebratelbank in Franken gleichzustellen . . . , so würden die beiden oben auseinander gehaltenen Abteilungen des Unteren Muschelkalks nicht ganz zusammenfallen mit den Schichtengruppen des schaumkalkfreien und schaumkalkhaltigen Unteren Muschelkalks.“ Ich sollte meinen, in diesem Satze wäre über die Gleichstellung des schwäbischen und fränkischen Terebratelhorizontes noch nicht einmal eine Behauptung, ja nicht einmal eine Vermutung ausgesprochen, vielmehr eher ein starker Zweifel. Wie so sie nun gar dadurch recht wahrscheinlich gemacht sein soll, entzieht sich meinem Verständnis. Im übrigen betrachte ich die Frage als offen, würde mich aber freuen, wenn sich Material dazu fände, sie in bejahendem Sinne zu entscheiden.

In meiner Arbeit von 1904²⁾ erwähnte ich, daß sich in dem Aufschluß bei Hochhausen infolge einer kleinen Verwerfung ein Stück des Profils wiederhole. Die Erwähnung dieser Verwerfung hat zu einer scharfsinnigen Umdeutung des Profils durch M. SCHMIDT geführt. Danach wiederholt sich dort kein Teil des Wellengebirges, sondern es ist sogar eine Schichtenmächtigkeit von rund 30 m durch die Verwerfung abgeschnitten. Die Örtlichkeit befindet sich an dem mehrfach erwähnten Straßeneinschnitt westlich von Hochhausen, an der zweiten Biegung des Weges, zwischen den Isohypsen 270 und 280, gegenüber dem Heiligenbild mit der Stiftungszahl 1803 (das Heiligenbild steht aber nicht auf der Spiriferinenbank, wie ich versehentlich angab, sondern ungefähr $1\frac{3}{4}$ m tiefer).

¹⁾ Diese Zeitschr. 82, 1880, S. 54.

²⁾ a. a. O. S. 221.

Ich teile hier das Profil mit, wie es an der Felswand des Hohlwegs klar aufgeschlossen zu beobachten ist.

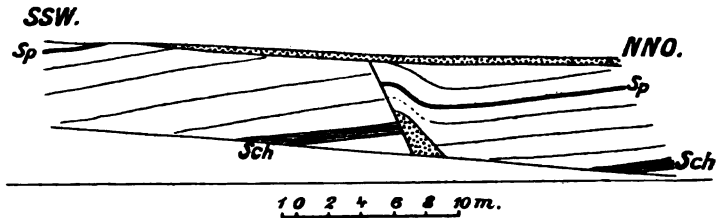


Fig. 2.

Verwerfung im oberen Wellenkalk westlich von Hochhausen a. d. Tauber.

Punktiert: Schutt.

Sp: Spiriferinenbank (zu beiden Seiten der Verwerfung durch Petrefakten sichergestellt).

Sch: Dunkler Schieferthon.

Der Leser kann hiernach selbst untersuchen, wo hier eine Schichtenreihe von 30 m wohl hingeraten sein kann.

Herr M. SCHMIDT hätte seine Erklärung natürlich nicht aufgestellt, wenn er die Örtlichkeit gesehen hätte.

23. Die 10 obersten Terminalmoränen der Chajoux-Moselotte in den französischen Vogesen.

Von Herrn H. POHLIG.

Bonn, den 29. Oktober 1907.

Die Moselotte ist der erste stärkere Zufluß der Hochmosel von dem Vogesenkamm, in welche sie dicht oberhalb von Remiremont einmündet. Sie entsteht in dem Marktflecken La Bresse — nicht zu verwechseln mit der gleichnamigen Landschaft an dem französischen Jura — aus der Vereinigung zweier starken Bäche: der an dem „Kamm“ entspringenden Vologne-Moselotte oder „Kleinen Vologne“ und der westlicher fließenden Chajoux-Moselotte oder dem Chajoux; an der Quelle des letzteren beträgt die Wasserscheide zwischen

beiden Bächen nur einige Hunderte von Metern Breite, sie besteht in einer Paß-Einsenkung, an diejenige angrenzend, welche als „Col des Feignes sous Vologne“ in nicht viel über 800 Meter Höhe den Übergang aus dem Moselottegebiet in dasjenige der großen Vologne, in den Kessel von Retournemer bietet.

Das Tal der Vologne-Moselotte ist großenteils dicht bewaldet und bildet die nächste Verbindungslinie zwischen Retournemer und La Bresse; es erhält von dem Vogesenkamm her die Abflüsse der 4 alten Glazialseen Blanchemer, der beiden Sèchemer und des Lac de Corbeau. Geologisch bemerkenswert ist es noch dadurch, daß es in der gewaltigen, von mir¹⁾ als „Bonhomme-Valtin-Moselotte-Spalte“ bezeichneten longitudinalen Dislokationslinie liegt; in dieser treten dort stellenweise Gneis, Glimmerschiefer und Hornblendeschiefer zutage, welche zur Straßen-Beschotterung verwendet werden. Sie sind nördlich, an dem Feignes-Paß und in dem Glazialkessel von Retournemer, infolge einer transversalen Depression, mit unterkarbonischen Pflanzensandsteinen und Schiefern bedeckt, deren weicher Beschaffenheit letzterer seine Entstehung verdankt; stellenweise tritt auch Kohlenkalk zutage, welcher zur Beschotterung der berühmten „Schluchtstraße“ teilweise gebraucht wird.

Der andere Quellarm der Moselotte, die Chajoux-Moselotte, ist etwas kürzer; sein Tal wird trotzdem selten für den Weg nach La Bresse benutzt, weil es sehr versteckt liegt. Aus diesem Grunde ist es auch wohl unter allen Vogesentälern bisher am wenigsten bekannt und besucht gewesen, obgleich es sowohl landschaftlich wie geologisch zu den besuchenswertesten gehört. Es ist jetzt von dem Rheintal aus an einem Nachmittag schnell und bequem kennen zu lernen, wenn man von Kolmar die Eisenbahn bis Münster, von da die „Elektrische“ bis zur „Schlucht“ und weiterhin bis zu der Haltestelle „Feignes sous Vologne“ benutzt; zu Fuß geht es dann in wenigen Minuten zu dem Feignepaß hinauf, an welchem jetzt ein Gasthof gebaut wird, und von diesem aus über den nahen Chajouxpäß in das Tal der Chajoux-Moselotte.

Die landschaftlichen Reize dieses Tales beginnen dort mit wohlgehaltenem Urwalde, meist von Tannen und Fichten; in ihm haust noch Auerhahnwild, — und alle die bekannten Eigentümlichkeiten des Urwaldbestandes kann man da beobachten. Er enthält einen großen alten Glazialkessel, „les grandes basses“ genannt, der früher zweifellos einen See umschloß, an dessen

¹⁾ Diese Zeitschr. 57, 1905, Monatsber. 6, Erkl. d. Textfig. z. S. 243.

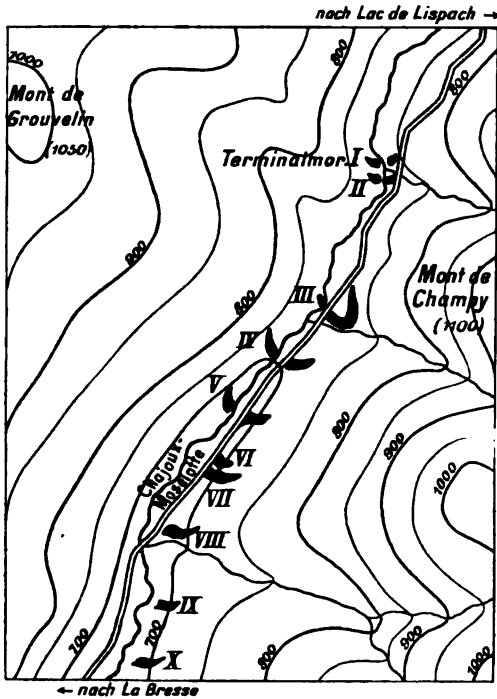
Stelle aber jetzt ein ausgedehntes, für Menschen und Vieh unzugängliches Moor ist; auch Bäume oder Sträucher können da nicht wachsen. Nur von dem „La tour des roches“ genannten Weg aus bekommt man stellenweise einen beschränkten Einblick in jene geheimnisvolle Niederung; dieselbe mag wohl nach unten hin schon durch eine oberste Terminalmoräne abgegrenzt sein.

Der Abfluß, die junge Chajoux-Moselotte, erhält unmittelbar westlich die erste Verstärkung durch das Wasser des dicht dabei gelegenen Lispach-Sees, — eines zweiten alten Glazialkessels, dessen Wasser noch nicht ganz, aber auch schon größtenteils vertorft ist; infolge der weiten und mächtigen Moorbildungen würde hier eine zweite Endmoräne, falls sie noch erhalten wäre, nicht mehr erkennbar sein können.

An dem Lispach-See ist der Waldbestand weniger dicht, weiter abwärts ist letzterer ganz gelichtet; der größte Teil des Talbodens bis nach La Bresse ist waldfrei und sonach für geologische Beobachtungen günstig. Das ist deshalb so besonders wertvoll, weil in dieser Erstreckung die alten Terminalmoränen in so großer Anzahl hintereinander und zum Teil so vollkommen erhalten sind, wie man es nirgends in den Vogesen, ja vielleicht kaum auch in anderen Gebirgen bisher beobachtet haben dürfte. Einige sehr vollständige Endmoränen liegen in dem Tal der Hochmosel, wie diejenige, welche bei Ramonchamp das nördliche Seitental abschließt, und die große durch COLLOMB bekannte Terminalmoräne von Remiremont; die Vologne hat bei les Evelines eine gute Moräne, auf der deutschen Seite ist diejenige von Wasserling altbekannt, unterhalb des Moselquellen-Passes von Bussang, des niedrigsten der Vogesen; an den verschiedenen See-Kesseln und auch bei Metzeral im Münstertal sowie oberhalb davon, an dem Ende der Wormpsa-Schlucht, ist je eine gute Moräne zu sehen.

Aber in dem Tal der Chajoux-Moselotte sind nicht weniger als 10 zum Teil fast ganz unversehrte Terminal-Moränen erhalten, in geringen Abständen hintereinander. Einen sehr guten Überblick über die meisten und besten derselben erhält man von der Höhe der Talwände, am geeignetsten, wenn man den neuen Pfad einschlägt, der an der Abdachung des Mont de Champy entlang verläuft. Dort an dem Ostrande des Tales erhebt sich das Gebirge noch zu 1100 m, an dem Westrande bis 1050 m, die Neigung des Vogesenmassives ist sonach westlich eine weniger steile als nach Osten, wo der Höhenzug im Norden des Münstertales den besten Maßstab für den mittleren Abdachungsgrad gewährt.

In nachfolgendem ist zunächst eine kurze Beschreibung jener obersten erhaltenen 10 Terminalmoränen der Chajoux-Moselotte gegeben; die beifolgende Textfigur mag zum besseren Verständnis beitragen.



Die 10 obersten Terminalmoränen der Chajoux-Moselotte in den französischen Vogesen. (Maßstab ca. 1:35 000.)

Die höchstgelegene dieser Endmoränen befindet sich etwa 1500 Meter Weges unterhalb des Lispach-Sees, 3 Kilometer von dem Ursprung des diluvialen Firn-Eises an dem Chajoux-Feignepaß; sie liegt da, wo der Wald sich zu lichten anfängt, und die ersten beiden Hütten, „les hauts viaux“ genannt, erbaut sind. Eine der letzteren, ein Wohnhäuschen, ist auf die Moräne aufgesetzt, die auf obenstehender Kartenskizze als „Terminalmoräne I“ bezeichnet und sehr vollständig erhalten ist; etwa in der Mitte ihrer Erstreckung ist sie von dem Bache durchschnitten worden, ihre Höhe über dem Talboden beträgt kaum 5 Meter. Letzterer ist unmittelbar oberhalb des Moränenwalles eine sumpfige Niederung, die augenscheinlich einst ein

Seeboden war, jetzt nach der Durchbrechung des Stauwalles durch den Bach so weit trocken gelegt.

Terminalmoräne II liegt, wie die Textfigur zeigt, nur wenige hundert Schritt unterhalb der I. und ist nicht ganz so vollständig erhalten, aber bis etwa 8 Meter hoch und bildet daher eine merkliche Einengung des Tales an dieser Stelle.

Nahe weiter abwärts an der Straße steht der Wegweiser, welcher nach Osten den erwähnten Pfad des Mont de Champy, westlich den Fahrweg nach Longemer angibt. Unterhalb befindet sich eine zweite sumpfige Niederung, die etwa 1 Kilometer von Moräne I, bei den 3 Hütten „La Tenine“, abgeschlossen ist durch die Terminalmoräne III.

Dieser III. „Stirnwand“ ist so unversehrt erhalten, wie man es nicht einmal an den vorbildlichen Exemplaren von Fiesch und Argentières von heute sehen kann; man hat dies hauptsächlich dem Umstand zu danken, daß an jener Stelle das Eis etwas bergan geströmt ist, der Gletscherbach daher ganz an der Seite nur die Moräne durchbrochen hat. So ist fast der ganze Halbkreis letzterer, und zwar in seiner vollen ursprünglichen Höhe, gleichmäßig bewahrt geblieben, wie es in obenstehender Textfigur gekennzeichnet ist.

In Abständen von je etwa 300 Meter liegen unterhalb die Terminal-Moränen IV und V, gleichfalls nahezu 10 Meter hoch über den Talboden ansteigend; diese sind aber nicht lateral von dem Bache durchbrochen worden, sondern wiederum median, gleich I und II. Auch hier ist nur je eine schmale Lücke, durch welche der Fahrweg neben dem Bache sich hindurchwindet; an dieser Stelle befindet sich jedesmal, wie auch an III, ein kleiner Aufschluß zum Behuf der Schottergewinnung, welcher besonders an IV die schräge Aufschichtung des granitischen Moränenmaterials sehr gut entblößt.

Die drei starken, etwa gleichweit voneinander liegenden Quermauern, schon aus großer Entfernung in die Augen fallend, geben der Talbildung der Chajoux-Moselotte ein ganz eigenartiges, wohl in dieser Weise nicht leicht wiederzufindendes Gepräge.

Weit fragmentärer sind schon die weiter abwärts, meist in denselben Intervallen etwa, gelegenen Endmoränen VI bis X. Von VI ist ein Rest in der Mitte des Talbodens geblieben, in ganz geringer Entfernung von VII; VII bis X sind an den nur von der östlichen Talwand herab sich erstreckenden Wallresten nachweisbar, wie es die Textfigur andeutet.

Es ist möglich, daß Reste von noch mehr Endmoränen weiter unterhalb in Gestalt der Schuttmassen zu finden wären,

welche dort stellenweise an der östlichen Talwand in entsprechender Höhenlage übrig geblieben sind; doch können diese Schichten ebensogut lediglich Absätze des alten Gletscherbaches sein, denn von der für die Endmoräne hier allein bezeichnenden Talriegel-Form ist nichts mehr vorhanden; das Material ist in beiden Ablagerungsarten dasselbe, und auch geneigte Schichtung der Geschiebe kommt an den Talwänden den fluviatilen wie den Endmoränen-Schichten in gleicher Weise zu.

Das diluviale Chajoux-Moselotte-Eis strömte weiterhin, nach Passieren einer Talenge mit klammartiger Felsbildung, in La Bresse mit dem Gletscher der Vologne-Moselotte zusammen, und dieser Eisstrom besaß zeitweise, von den Höhen des Vogesenkammes an bis zu dem Moseltal bei Remiremont, eine maximale Länge von nahezu 30 Kilometern; er war demnach, nächst dem fast 40 Kilometer langen der Mosel selbst, der größte Vogesengletscher. Mosel- und Moselottegletscher hatten beide dieselbe starke, durch tektonische Verhältnisse bedingte Kurvenform; der erste Teil des Laufes ist durchschnittlich von Norden nach Süden, der weitere von Südost nach Nordwest gerichtet.

Die geschilderten 10 Endmoränen liegen in nur etwa 2 Kilometern der Länge des Tales, die Gesamtzahl der Terminalmoränen des Chajoux-Eisstromes mag bis zu seiner zeitweisen Endigung bei Remiremont also weit über 100 betragen haben. Es fragt sich nun, wie die Zeitverhältnisse dieser Ablagerungen abzuleiten sind, insbesondere mit Rücksicht auf die BRÜCKNERSche Berechnung der historischen alpinen Glazialschwankungen. Die hier beschriebenen Endmoränen veranschaulichen periodische Abnahmen der letzten diluvialen Vergletscherung, die ich als die berlinische oder „Berolinium“ zusammengefaßt habe¹⁾; in erheblicher Höhe an den Talwänden, häufig auch sonst in den Vogesen, befinden sich hie und da fluviatile oder glaziale Schotter-Reste noch aus der älterdiluvialen oder saxonischen²⁾ Eiszeit.

Der Betrag, welchen BRÜCKNER für die geschichtlichen Oszillationen der Alpengletscher gefunden hat, reicht für diejenige nicht aus, welche allein wir mit eigenen Augen in unserer Zeit haben verfolgen können: die alpinen Eisströme gehen seit nunmehr 50 Jahren im allgemeinen andauernd

¹⁾ H. POHLIG: Eiszeit und Urgeschichte des Menschen. Leipzig, Quelle & Meyer, 1907. S. 42.

²⁾ POHLIG: a. a. O. 1907, S. 41.

zurück, ohne längere Ruhepausen an einzelnen Stellen. Es ist deshalb leider bisher auch nicht möglich gewesen, annähernd zu berechnen, wieviel Zeit ein Gletscher gebraucht, um eine bestimmte Menge von Endmoräne aufzuhäufen. Ich kenne nur ein alpinen Beispiel, welches eine Periodizität des Eistrückganges in unserer Zeit erkennen läßt; das ist der kleine Stufengletscher bei Pfersch, südlich vom Brennerpaß. Aber nicht an den Endmoränen, sondern an der zerstörenden Felsbecken-Bildung ist das dort nachzuweisen, nach der jenes Gletscherchen seinen Namen hat. Die Entstehung der glazialen Felskessel scheint in vielen Fällen durch besondere tektonische Verhältnisse bedingt zu sein, ist aber offenbar dem Aufbau der Endmoränen zeitlich vollkommen gleichwertig.

Die 10 obersten Terminal-Moränen der Chajoux-Moselotte beweisen, daß das Rückschreiten des Eises damals sehr, sehr viel langsamer vonstatten ging als das moderne der größeren, tiefer hinabreichenden Alpengletscher, die in etwa 50 Jahren zum Teil ungefähr bis um 4 Kilometer Länge zurückgegangen sind, ohne in dieser Erstreckung Endmoränen-Wälle oder Felsbecken zurückgelassen zu haben. Dort in den Vogesen mag es sich bei diesem kurzen, nur 2—3 Kilometer betragenden Rückgang um viele Jahrhunderte — vielleicht um Jahrtausende handeln; aber einen sicheren Maßstab für eine annähernde, absolute Zeitberechnung aus der Masse des Endmoränen-materials besitzen wir bis jetzt eben noch nicht.

Die Ursachen der guten Erhaltung der Terminalmoränen gerade in dem Chajoux-Tälchen liegen einerseits in dessen geringem Gefälle, andererseits in seinen unbedeutenden Wassermengen; seine Rinnsale kommen nicht von dem hohen Vogesenkamme, sondern von dessen niedrigeren und nicht sehr wasserreichen Vorbergen und werden vor allem durch die ausgedehnten Moorböden der „Grandes Basses“ und des Lispachkessels großenteils aufgesogen; und in der Glazialperiode war das Firn- und Eisreservoir verhältnismäßig unmächtig und nicht sehr ausgebreitet; sein Abschmelzen konnte nach obigem nur ganz langsam erfolgt sein.

Über das untere Moselotte-Tal sind meine Beobachtungen noch nicht ganz abgeschlossen und können ausführlich erst später erscheinen. In glazialer Hinsicht ist dies weitaus das bemerkenswerteste Gebiet der ganzen Vogesen in bezug auf die Ausbildung der Rundhöcker-Landschaft. Im Monat August heben sich diese „Roches moutonnées“ durch die lebhaft rote Heidekraut-Blüte geologisch scharf und zugleich malerisch gegen die umgebende Grasvegetation des Talbodens ab. Dicht

unterhalb von Cornimont, wo links der Eisstrom des Xoulxetals und von dem Vogesenkamm her der gewaltige Ventrongletscher einmündeten, liegt das bedeutendste jener Felsgebilde: es ist ein Rundhöcker von mehr als 1000 Meter Länge, welcher als schmale, hohe Mauer den engen Talboden in zwei Hälften teilt; in der südlichen fließt jetzt die Moselotte. An seinem unteren Ende trägt der Felshöcker das Schießhaus der nächsten Eisenbahnstation Saulxure. Nahe unterhalb der letzteren liegt eine alte Gletscherstufe des Moselottetals mit einer kleinen Klambildung, Talweite und einer Unzahl von Rundhöckern; das gleiche wiederholt sich bei der zweiten Eisenbahnstation von Cornimont, Thiéfosse. Diese Talstufen sind hergestellt worden durch das Einmünden starker Gletscher von Norden her, deren Täler eine an den Næroffjord in Norwegen erinnernde Glazialszenerie haben; das gleiche gilt für das an der 3. Station Vagney von Norden her einmündende, höchst bemerkenswerte Doppeltal des großen alten Rochessongletschers, der seinerseits an der teilweisen Einmündung in den Menauprügletscher eine felsige Talstufe gebildet hat. Über diese hin hat sein alter Gletscherbach, der Bouchot, den berühmten Wasserfall seitlich, nach dem anderen Tal hin, gestaltet.

Man findet hier alle wichtigeren glazialen Verhältnisse in kleinerem Maßstab wieder, die uns in den Alpen, in Skandinavien so großartig sich bieten. Aber gerade diese bescheideneren Beispiele sind wichtig, weil sie übersichtlicher und daher für die Belehrung in solchen Gegenständen besonders geeignet sind. Auch die Verteilung der Gletscherspuren auf die beiden Flügel des Vogesenkamms ist recht lehrreich; obwohl die östliche Abdachung des Gebirges die kältere ist und war, dehnte sich die Gletscherbedeckung dort minder weit aus als im Westen, wo die Neigung des Bodens geringer ist. Gleich den Alpen sind die Vogesen eine meteorologisch sehr wichtige Wetterscheide und waren es auch in der Glazialzeit; sie fingen die von Westen kommenden Schneestürme auf, so daß ihre Ostseite und namentlich der Schwarzwald viel weniger vergletscherten. An ihrem Westabfall wirkten glaziale Ablation und Erosion so stark, — am meisten im Gebiet des alten Ventron- und Mosel-Firnsystemes. — daß dort die ursprüngliche granitische Hauptkette zur Nebenkette wurde, und heute die vorgelagerte Karbonmasse des großen Belchengebietes als Hauptkette erscheint.

Mit der erwähnten großen Terminalmoräne COLLOMBs bei Remiremont schließen die Vergletscherungsspuren der Vogesen nach Westen hin ab. Wer sich aber von der nicht windigen

Entstehungsweise des Löß¹⁾) auch in diesen Gegenden überzeugen will, der fahre noch ein Stündchen moselabwärts bis Epinal. Dort hat das östliche, malerische Steilgehänge des Tales ein Profil von den Riesenkonglomeraten der unteren Trias an bis zu den Krinoidenkalken der oberen denudiert; die westliche Talböschung hat Aufschlüsse in den glazialen [saxonischen²⁾] Moselschottern. Der sie bedeckende berlinische³⁾ Löß ist in seiner niedrigsten Terrasse etwa 2 Meter hoch, gleichmäßig und prozentuarisch sehr stark mit großen und kleinen Fluviatilgeröllen vermengt; erst eine etwas höhere, auf (triasischem?) Ton ruhende Lößterrasse ist geschiebefrei und enthält seltene und schlecht erhaltene *Pupa muscorum*. Jene Geröllbildung des Löß ist eine litorale oder Rand-Facies desselben, die man sehr gut unter anderem auch beobachten kann an dem Drachenfels bei Bonn, stellenweise mit ganz großen übereinander gepackten Felsblöcken in der Masse.

24. Zur Lakkolithenfrage.

Von Herrn H. POHLIG.

Bonn, den 29. Oktober 1907.

Die Lakkolithen-Hypothese bietet uns den seltenen Fall einer teilweisen Rückkehr zu längst verfallenen Annahmen, die zu Beginn des vorigen Jahrhunderts allgemeine Geltung erlangten und bis über die Mitte desselben noch behaupteten; es war die Lehre ELIE DE BEAUMONTS von den Erhebungs-kratern und von der Aufrichtung der Schichten durch vulkanische Kraft.

Dem fortschrittlichen Amerika war es vorbehalten, uns eine neue Auflage dieser alten Lehre zu bescheren, um einige der großzügigen dortigen Vorkommen des Westens ihrer Entstehung nach zu erklären. Es sollte allerdings wohl nur eine vorläufige Erklärung sein, so lange eine bessere fehlte; und die Schöpfer der Hypothese, GILBERT und HOLMES, hätten sich wohl kaum träumen lassen, daß ihre Ansicht so viel Anklang finden würde.

¹⁾ POHLIG: a. a. O. 1907, S. 72 ff.

²⁾ Vgl. oben, S. 275, Fußnote 1.

Es fragt sich nur, ob die Voraussetzung solcher Lakkolithen — in Wirklichkeit hat kein menschliches Auge je einen gesehen — mit den physikalischen Grundgesetzen vereinbar ist. Wir wissen, daß bei tektonischen Bewegungen, von transversalen Bruchspalten aus, oft Sedimente sekundär längs ihrer Schichtflächen aufgeblättert und die so entstandenen Hohlräume mit eruptiven Intrusionen oder aber mit lateralen Mineralsekretionen (nach Art der Tutenmergel) ausgefüllt worden sind. Die Lakkolithen-Hypothese muß aber voraussetzen, daß solche Hohlräume durch Eruptiv-Intrusionen selbständig erweitert und durch große subterrane Ausbreitung letzterer die hangenden Schichtenkomplexe gehoben worden seien. Den Urhebern des Gedankens hat die Blasenbildung an der Oberfläche eines zähen Teiges oder einer geschmolzenen lavaähnlichen Masse vorgeschwebt. Glutflüssige Massen werden bei den tektonischen Bewegungen wohl zunächst stets in Spalten emporgepreßt, welche nicht bis zur Erdoberfläche reichen; dabei entstehen oft durch Kontakt mit Tiefenwasser explosive Gase, denen unter Umständen erhebliche Einflüsse auf hangende, noch nicht durchbrochene Schichtenkomplexe zukommen. Sind letztere kompakt, so verursacht eine entsprechende expansive Gaskraft bis zu gewissem Grade Hebung und Bruch des Hangenden, somit weiteres Empordringen des Glutflusses bis zur Erdoberfläche durch die entstandene neue Bruchspalte. Ist aber das Hangende nicht kompakt, so verursacht der explosive Druck oft eine bruchlose Durchbohrung des ersteren mittels eruptiven Materiales, wie das bekannte Beispiel des Meißners in Hessen zeigt. *Tertium non datur.*

Das gleiche, was hier von der Wirkung stark expansiver Gase gesagt ist, gilt selbstverständlich auch von der glutflüssigen Masse selbst; entweder sie findet in kompakten Schichten Widerstand genug zu einer geringen Hebung derselben, und diese brechen dann, oder aber das Hangende ist weiches Material und bietet dann keinen hinreichenden Widerstand für irgendwelche Art solcher Hebung. — In allen ähnlichen Fällen kann es sich selbstverständlich nur um Vorgänge in nicht erheblichen Tiefen der Erdrinde handeln.

Wenn die Entstehung von Lakkolithen nach der Vorstellung von GILBERT und HOLMES möglich wäre, so würde deren Herstellung im kleinen durch das Experiment schon längst erreicht worden sein. Bei der Aussichtslosigkeit des Versuches wird ein solcher niemandem in den Sinn kommen.

Wie sind aber die Tatsachen zu erklären, welche zu der Lakkolithen-Hypothese Anlaß gegeben haben? Die

Antwort lautet: durch rein tektonische Vorgänge, ohne irgendwelche Mitwirkung des Vulkanismus. Die tektonische Geologie hat seit der Entstehung jener Hypothese gewaltige Fortschritte gemacht, welche eine vollkommen ausreichende Erklärungsweise zulassen. Es kann sich dabei selbstverständlich zunächst wiederum nur um die typischen sogenannten Lakkolithen des amerikanischen Westens handeln. Eine erläuternde Figur ist hier überflüssig, da eine solche in jedem größeren Lehrbuch der Geologie von heute zu finden ist; selbstverständlich darf man nicht eine Abbildung der GILBERT-HOLMESSchen Rekonstruktion, sondern des tatsächlichen Bestandes zur Hand nehmen. Die neue Erklärung des letzteren lautet:

Wo Eruptionen sind, befinden sich auch Brüche der Erdrinde, mögen solche nun bis an die Oberfläche reichen oder durch spätere Sedimente verdeckt sein. Bei den sogenannten Lakkolithen Amerikas sind offenbar mehrere Spalten vorhanden, die sich in der Anzahl von mindestens drei durchkreuzen, und von denen die zwei hauptsächlichsten Bruchflächen des dadurch herausgeschnittenen — mindestens dreiseitigen — Stückes der Erdrinde nach oben nicht konvergieren. Bei der lateralen Pression mußte dieses Stück sonach allmählich nach oben gedrängt werden, zu einem Horst sich gestalten. Solcher Art Horste kennen wir ja auch sonst genug von der Erdoberfläche — sie sind die Gegenstücke zu den Kesselbrüchen, die bei uns nicht minder verbreitet sind; nur haben die erwähnten amerikanischen Beispiele die Eigentümlichkeit, daß in jenen niederschlagsarmen Gegenden die Abtragung durch das Wasser sehr gering ist, die Horste daher sehr wohl erhalten sind, und daß zweitens die emporgepreßte Partie die eingelagerten Intrusionen mit heraufgebracht hat, welche vor der Aufwärtsbewegung dieses Stückes, in der *Tiefe*, von den Haupt-Bruchspalten aus in die sekundären eindringen!

Vielleicht wird man es passend finden, diese Art von Horsten zum Andenken an die glänzenden Entdeckungen von GILBERT und HOLMES als „*Lakkolithen-Horste*“ besonders zu bezeichnen. Das allseitige Einfallen der Schichten nach außen, rings um den Horst herum, ist selbstverständlich: mußten dieselben ja doch bei der Aufwärtsbewegung des Horstes überall im Umkreis desselben nach oben geschleppt werden.

25. Das Diluvium an der Ems und in Ostfriesland.

Erwiderung an die Herren F. SCHUCHT und O. TIETZE auf die „Kritischen Bemerkungen zu BIELEFELDS Geest Ostfrieslands“.

Von Herrn R. BIELEFELD.

Paris, den 15. Juli 1907.

Im zweiten Hefte des laufenden Jahrgangs dieser Zeitschrift, S. 215—231, haben die Herren F. SCHUCHT und O. TIETZE meine Schrift über die Geest Ostfrieslands teilweise einer Kritik unterzogen, indem Herr SCHUCHT dem geologischen, Herr TIETZE dem hydrographischen Abschnitt eine Besprechung gewidmet hat¹⁾²⁾. Ich glaube, dieser Kritik in manchen Punkten eine Erwiderung schuldig zu sein, der die nachfolgenden Zeilen dienen sollen.

In der Einleitung wird mir der Vorwurf gemacht, daß ich das Diluvium „ferner Länder“ zum Vergleich herangezogen habe, „ohne zu berücksichtigen, daß das Eis in Grönland, Schweden, dem baltischen Rußland oder Island bei anderem Untergrund und anderen Daseinsbedingungen wesentlich andere Formen schaffen mußte als in dem so ganz anders gestalteten Gebiet des unteren Emslaufes“. Nun sind aber gerade die vergleichenden Untersuchungen in Schweden, Island und Grönland bei der Erklärung der norddeutschen Diluvialformen von großer Bedeutung gewesen. Ich habe KEILHACK³⁾ zitiert, um z. B. die Diskordanz der Hvitåsedimente zu erklären, und KEILHACK sagt selbst: „Diese Ablagerungen nun zeigen in ihrem inneren Baue eine außerordentliche und anfangs auf mich geradezu überraschend wirkende Übereinstimmung mit

¹⁾ F. SCHUCHT und O. TIETZE: Das Diluvium an der Ems und in Ostfriesland. Kritische Bemerkungen zu BIELEFELDS Geest Ostfrieslands. — Die in dieser Besprechung gegen MARTIN gerichteten Angriffe sind von ihm bereits zurückgewiesen worden. Diese Zeitschr. 59, S. 101—103.

²⁾ R. BIELEFELD: Die Geest Ostfrieslands. Geologische und geographische Studien zur ostfriesischen Landeskunde und zur Entwicklungsgeschichte des Emsstromsystems = „Forschungen zur deutschen Landeskunde und Volkskunde“ XVI, 4. Stuttgart 1906 (Dissertation).

³⁾ K. KEILHACK: Vergleichende Beobachtungen an isländischen Gletscher- und norddeutschen Diluvialablagerungen. Jahrb. geol. Landesanst. für 1883. Berlin 1884.

den ausgedehnten Bildungen unteren Sandes in unserm Vaterlande.“¹⁾ Was haben „anderer Untergrund und andere Daseinsbedingungen des Eises“ mit dieser diskordanten Parallelstruktur zu tun? — ERDMANN²⁾ hat zuerst das Vorkommen von Driftblöcken im Diluvium Schwedens erklärt. Ich habe darauf verwiesen, weil doch sicher die Bedingungen zur Ablagerung von Driftblöcken allenthalben die gleichen sind. Und endlich — vollzieht sich die Ablagerung der Grundmoräne beim grönländischen Inlandeise³⁾ etwa wesentlich anders als einst beim nordeuropäischen Inlandeise? Man tadelt diese vergleichenden Hinweise, ist mir aber durchaus den Nachweis schuldig geblieben, daß ich irrtümliche Schlüsse aus jenen Vergleichen gezogen habe. Ich muß daher jenen Vorwurf zurückweisen.

Ferner tadelt man, daß ich die „dort (im übrigen deutschen Flachlande) von den Beamten der preußischen geologischen Landesanstalt ausgeführten Aufnahmen nie erwähnt“ habe. Von diesen Aufnahmen konnte für mich nur das von SCHUCHT kartierte „Blatt Jever“ in Frage kommen. Auf die Widersprüche und Irrtümer, die in den dazu gehörigen „Erläuterungen“ enthalten sind, will ich nicht näher eingehen; sie sind schon von MARTIN aufgedeckt worden. Da überdies nach SCHUCHTS eigenem Zugeständnis der Gliederung, die er dem dortigen Diluvium zugrunde gelegt hat, „manche Bedenken entgegenstehen“⁴⁾, so habe ich es vorgezogen, seine Arbeit unberücksichtigt zu lassen und mich statt dessen der Auffassung MARTINS anzuschließen, die sich ja auch nach den neueren Untersuchungen SCHUCHTS als richtig erwiesen hat⁵⁾.

Auf S. 220 sagt SCHUCHT: „Was den orographischen Teil der Arbeit BIELEFELDS anbelangt, so möchte ich zunächst der Behauptung, daß die nur bescheidene orographische Ausprägung der Endmoränen, Äsar und glazialen Stromtäler eine absolute Folge ihrer exponierten Lage im Hinblick auf das ganze Vereisungsgebiet sei, entgegentreten, indem ich darauf

¹⁾ a. a. O. S. 163.

²⁾ ERDMANN: Bidrag till kännedomen om Sveriges kvartära bildningar. Sveriges geologiska Undersökning, Serie C, Nr. 1. Stockholm 1868. S. 73, 74 u. 135.

³⁾ ERICH v. DRYGALSKI: Grönlandexpedition der Gesellschaft für Erdkunde zu Berlin 1891—1893, Bd I, S. 109. Berlin 1897.

⁴⁾ SCHUCHT: Beitrag zur Geologie der Wesermarschen. Stuttgart 1903. S. 6.

⁵⁾ SCHUCHT: Geologische Beobachtungen im Hümmling. Jahrb. geol. Landesanst. Berlin (1906), S. 329. Und MARTIN: Kurze Bemerkungen über das Diluvium im Westen der Weser. Eine Berichtigung des Herrn F. SCHUCHT. Diese Zeitschr. 59, 1907, S. 101.

hinweise, daß in dem doch noch weit mehr exponierten Gebiete des niederländischen Diluviums charakteristische Geländeformen geschaffen wurden, z. B. bei Amersfoort und auf der Veluwe.“

Dem muß ich entgegenhalten, daß Äsar und Endmoränen doch glaziale Gebilde sind, während die Höhen von Amersfoort die von Rhein und Maas vor dem Eissaume aufgeschütteten Akkumulationswälle sind, als welche J. MARTIN sie zuerst richtig gedeutet hat¹⁾. Ich habe die Pseudoendmoräne von Amersfoort bei Wageningen, Amersfoort und Hilversum begangen und in den Aufschlüssen allenthalben ein fast rein südliches Material gefunden. Ebenso wenig lassen sich die Höhen der Veluwe mit den Höhen im ostfriesischen Diluvium in Parallele stellen, da auch bei ihnen das Rhein- und Maasfluvialit einen ganz wesentlichen Teil des Baumaterials geliefert hat. SCHUCHT hat mich also mit Gründen zu widerlegen versucht, die ich als Beweisstützen nicht anzuerkennen vermag. Ich muß demnach diesen Widerspruch zurückweisen.

Auf S. 220 ff. bespricht SCHUCHT meine Ausführungen über die Tergaster Geröllendmoräne und die Geschiebeäsar Reiderlands; er sagt darüber (S. 220): „Als Beweis dafür, daß es eine Endmoräne sei, dienen ihm die „Tatsachen“, daß an der Nordseite des Rückens Geschiebelehm auftritt, daß Pressungserscheinungen in der Grundmoräne vorliegen, und daß vor dem Rücken und parallel mit ihm ein glaziales Stromtal, nämlich das der Ems-Leda-Jümme, verläuft. Ferner fand BIELEFELD „unverkennbare Reste“ eines Sands auf dem linken Emsufer in der Gegend von Weener.“

SCHUCHT hat unerklärlicherweise unberücksichtigt gelassen, daß ich über die Pressungserscheinungen noch schrieb (S. 57): „In der Linie des Geröllrückens zeigen sich an der Nordsaumlinie, etwa 1 km ostwärts, sehr deutliche Pressungserscheinungen in der Grundmoräne, welche beweisen, daß an dieser Stelle der Eisdruck von N oder NO her erfolgte! Wenn er aber meint, daß das Urstromtal der Leda-Ems „das Vorhandensein einer Endmoräne nicht voraussetze“ (S. 221), so muß ich dem entgegenhalten, daß TIETZE²⁾ von den Endmoränen sagt, daß „deren Zusammenhang mit der Bildung der Urstromtäler als sicher erwiesen gelten kann“.

¹⁾ J. MARTIN: Pseudoendmoränen und Pseudoäsar. Abhandlungen nat. Ver. Bremen XIV.

²⁾ O. TIETZE: Beiträge zur Geologie des mittleren Emsgebietes. Jahrb. geol. Landesanst. für 1906, XXVII, S. 160. Berlin 1907.

Ich muß daher den Widerspruch gegen meine Auffassung über die Tergaster Endmoräne zurückweisen.

Auf S. 221 heißt es dann noch in der Kritik: „Was endlich die als „Sandr“ aufgefaßten Decksande des Reiderlandes anbelangt, so spricht nichts dagegen, sie dem Späthvitäglazial BIELEFELDS zuzurechnen.“ SCHUCHT hat übersehen, daß der Sandr auch auf dem rechten Emsufer auftritt in Ihrhove, zwischen Rhaude und Holte, und in Holterburg. Auf S. 53 meiner Arbeit habe ich zusammenfassend über den „Sandr vor der Endmoräne“ gesagt: „Während die Äsar schon entstanden, als das Eis mit seinen peripheren Teilen noch Reiderland bedeckte, gelangten diese meist langgestreckten Sandhöhen erst zur Ablagerung, als der Eisraum schon bis zu seiner Stillstandslage von Tergast zurückgewichen war. Die Verhältnisse des Höhenzuges von Weener (Profil auf S. 52) zeigen mit zwingender Beweiskraft, daß die Ablagerung dieser späthvitäglazialen Höhen nur von Norden her erfolgt sein kann. Die Schmelzwasser transportierten die Sandmassen nach Süden. In dem verdeckten Geschiebehügel von Weener und im Steinfeld der Geröllas stellten sich ihnen Barren entgegen, an denen sie rechts und links vorbeiflossen, indem sie davor die späthvitäglazialen Rücken herausmodellierten, die daher allesamt gleichaltrig und genetisch gleichartig sind. Sie repräsentieren in ihrer Gesamtheit einen Sandr vor der Endmoräne.“

Auf S. 221 sagt SCHUCHT: „Die reiderländischen Höhen sind sämtlich N—S orientiert, und da sie mit Geschiebelehm bedeckt sind, werden sie als „Geschiebeäsar“ bezeichnet.“ (Die auch N—S streichenden Höhen des Sandrs kommen hier nicht in Betracht.) Ich habe jene Höhen als Geschiebeäsar im Sinne MARTINS aufgefaßt und bemerke nur dazu, daß SCHUCHT selbst sagt¹⁾: „Uns fehlt es bisher an einer Bezeichnung für derartige langgestreckte, in der Bewegungsrichtung des Eises verlaufende, vorwiegend aus Subglazial aufgebaute Rücken.“

Auf S. 222 und 223 heißt es in SCHUCHTS Kritik: „Der orographische Charakter dieses „interessanten Endmoränenbinnenlandes“ äußert sich nach BIELEFELD in der geradezu „vollkommenen Ebenheit“ des ganzen Landstriches. Es ist dies aber, wie schon aus der Topographie der Meßtischblätter hervorgeht, in dem Charakter der hier vorherrschenden Marsch- und Mooralluvionen begründet. Diese Alluvionen haben eine Reihe kleiner Seen, wie sie im Alluvium des nordwestdeutschen Flachlandes als noch nicht vertorfte Reste größerer Wasser-

¹⁾ SCHUCHT: Geologische Beobachtungen im Hümmling. S. 332.

flächen in großer Anzahl vorkommen. Nach BIELEFELD sind dies Grundmoränenseen, welche bereits beim Vorrücken des Eises vorgebildet wurden! Ich brauche dem wohl nichts hinzuzufügen.“

Diese Grundmoränenseen habe ich auf S. 58 und 59 und ferner S. 101—102 geologisch und hydrographisch, endlich S. 115—122 physiographisch besprochen. Auf S. 58 habe ich gesagt: „Sehr wahrscheinlich war auch dieses sehr flache Gebiet an der Binnenseite der Endmoräne noch lange mit Wasser bedeckt, als schon das Eis von der ostfriesischen Halbinsel zurückgewichen war.“ Auf S. 102 heißt es, daß diese Seen „dadurch entstanden, daß das vorrückende Eis eine in seinem Vorlande auf der Oberfläche des Frühlvitäglazials vorhandene große Flachmulde durch Auskleidung mit der darüber geschobenen Grundmoräne nicht völlig einzuebnen vermochte und beim späteren Zurückschmelzen von der Tergaster Endmoräne auch nicht mit Decksand zuschüttete.“ Als nun der Wasserspiegel sank und die seichteren Stellen trocken gelegt wurden, sammelten sich (S. 58) „an den tiefsten Stellen dauernd die von der hohen Geest herabströmenden Wasser zu mehreren sehr flachen Seen. Manch früheres Wasserbecken wurde im Laufe der Zeit zum Wiesenmoor, indem es von oben her mit der aus vegetabilischen Resten gebildeten Torfsubstanz (Wiesentorf oder Grastorf) eingedeckt wurde“.

SCHUCHT kennt diese Gegend, wie es mir scheint, nur aus der Betrachtung der Meßtischblätter und stellt es so dar, als ob ich der Meinung wäre, die Alluvionen hätten sich schon beim Vorrücken des Eises gebildet. Ich begreife durchaus nicht, wie ein solches Mißverständnis möglich war, und muß eine derartige Mißdeutung meiner Auffassung entschieden zurückweisen.

Einverstanden bin ich mit SCHUCHTS Bemerkungen über die Grundmoräne, wenn ich auch der Ansicht zuneige, daß der Geschiebelehm in Ostfriesland wohl etwas gleichmäßiger entwickelt ist als im Gebiete des Blattes Jever. Völlig mißdeutet aber hat SCHUCHT mich wieder, wenn er meint, ich hätte die als Fußnote angeführte Stelle aus PLINIUS, wo ich neben der Ziegelbereitung einfachster Art das Torfgraben als einen der ursprünglichsten Industriezweige dieser Gegenden angeführt habe, auf die Grundmoräne bezogen. Ein unmöglicher Gedanke, da doch wohl auch zu jener Zeit der Lehm als Feuerungsmaterial unbrauchbar war, so daß die alten Bewohner der friesischen Küsten ihre fröstelnden Glieder wohl nicht an brennenden Lehmklumpen erwärmt haben.

Streitfragen, zu deren Entscheidung es erneuter Untersuchungen bedarf, muß ich vorläufig unberührt lassen. Ich hoffe jedoch, daß sich mir nach meiner Rückkehr Gelegenheit bieten wird, darauf zurückzukommen.

Im zweiten Teile der „kritischen Bemerkungen“ hat Herr O. TIETZE den Abschnitt über die Entwicklungsgeschichte des Emsstromsystems besprochen und kommt zu dem Ergebnis, daß meine Auffassung „über den altalluvialen Lauf der Ems auf dem Blatte Lohne durch keinerlei Beweise, die auf Beobachtungen im Felde beruhen, gestützt sind“. TIETZE faßt die Reste von alten Flußläufen, welche ich gefunden zu haben glaubte, als äolische Ausräumungen auf. Gewiß gebe ich zu, daß ich hier Beobachtungsfehler gemacht habe, die ich selbst nicht entschuldige, die man aber erklärlich finden wird, da ich das Gebiet unter sehr schwierigen Verhältnissen zu begehen hatte, indem ich oft und lange im Wasser waten mußte. Auch fehlte mir die treffliche Beobachtungshilfe des Grundbohrers. So war ich als Anfänger in erhöhter Gefahr, in einer an Flugsandwehen so reichen Gegend Beobachtungsfehler zu begehen. Nun sagt aber TIETZE selbst (S. 224): „Ich will nicht bestreiten, daß einmal durch diese Lücke Wasser von O nach W geflossen sein mögen.“ Er gibt damit zu, daß einst eine wasserführende Talverbindung zwischen der (jetzigen) Ems und Vecht bestanden habe. Ich möchte TIETZES eigene Worte hier anführen, die er in seiner im letzten Frühlinge erschienenen Schrift: „Beiträge zur Geologie des mittleren Emsgebietes“¹⁾ diesen alten Tälern (S. 162, 163) widmet: „Eine Unterbrechung erleiden die dieses 20—30 km breite Tal (das Emstal) begleitenden Höhenzüge in der Richtung des Laufes der Hase und des westlich gerichteten Teiles des Vechtelaufer, so daß hier das erste, vorwiegend nach NNW gerichtete Talbett von einem ostwestlich streichenden Tale gekreuzt wird. Der Kreuzungspunkt liegt auf den Blättern Lingen, Meppen, Wietmarschen und Heseperwist Das von S nach N gerichtete Haupttal, in welches das Alluvialtal der jetzigen Ems eingeschnitten ist, hat in der Gegend von Lingen eine Breite von mehr als 20 km. Nördlich des Kreuzungspunktes verengt es sich zwischen Haren, Rütenbrock und dem südöstlichen Ausläufer des Hondsrug. Es scheint, daß hier Hümmeling und Hondsrug vor der Bildung des nördlichen Teiles zusammenhingen. Weiter nördlich erweitert sich das Tal außerordentlich Das ostwestlich gerichtete Tal mündet

¹⁾ Jahrb. geol. Landesanst. XXVII, S. 159—187. Berlin 1907.

in den Zuiderzee und wird östlich der Ems von der Hase, in seinem westlichen Teile von der Vechte durchflossen. Das Gefälle dieses ganzen Tales beträgt auf etwa 100 km 20 m.“

Während ich das jetzige N—S streichende Emstal zwischen Hanekenfähr und der Ledamündung wenigstens in seinem mittleren Teile als eine altalluviale Bildung ansehe, will TIETZE es als glaziales Stromtal aufgefaßt wissen. Nach seinen eigenen Worten „scheint es, daß Hümmling und Hondsrug vor der Bildung des nördlichen Teiles zusammenhängen“. Alles scheint mir nun darauf hinzuweisen, daß gleich nördlich von Meppen einst ein Äsgraben sein Wasser südwärts fließend in die Hase ergoß, wie in entsprechender Weise die Radden des Hümmlings noch jetzt der Hase zufließen. Dieser Äsgraben hätte dann bei der Stromablenkung der altalluvialen Ems den Weg nordwärts gewiesen. Die Ems durchbrach dann zuerst zu Hochwasserzeiten an der tiefsten Einsattelung die Schranke. „Weiter nördlich“ (also jenseit dieser Schranke) „erweitert sich das Tal außerordentlich“, wie TIETZE sagt. Ich habe nun bereits auf S. 78 meiner Schrift ausgeführt, daß hier der nach Norden abgelenkten Ems „ein Äsgraben zwischen dem Äs von Diele-Stapelmoor (im Westen) und demjenigen von Steenfelde (im Osten) gleichsam hilfreiche Hand bot“, der sich auch noch jetzt in der untersten, auffallend gerade verlaufenden Strecke der Stromverlegung zu erkennen gibt.

Meine Ausführungen über die Wirkung des Windes bei den Stromverlegungen hat TIETZE nicht mit Gründen widerlegt; aber er scheint sie nicht gelten lassen zu wollen.

Ich glaube nun in meiner Arbeit nachgewiesen zu haben, daß die Wirkungen des Windes, welche sich durchaus nicht im Winddruck auf die Ufer erschöpfen, in Verbindung mit den eigentümlichen morphologischen Verhältnissen der südwestlichen Nordsee und infolge der so sehr überwiegenden Frequenz der Winde und der Sturmtage des Südwestquadranten sich zu einem Faktor gestalten, welcher das Urvechtsystem und die Urems zertrümmern mußte, um aus den Trümmern wiederum das jetzige Emssystem zusammenzuschweißen. Die Pforte von Dover ist die große Nordseeschleuse zum Atlantischen Ozean, welche namentlich bei südwestlichen und den ihnen entgegengesetzten nordöstlichen und östlichen Winden einen ganz außerordentlichen Einfluß auf den Wasserstand der Nordsee ausübt. Dazu gesellen sich die Windfrequenzen und Stärken, die sich folgendermaßen gestalten.

West, Südwest, Süd zusammen 143.

Ost, Südost, Nordost „ 100.

Diese beiden Verhältniszahlen sprechen doch deutlich genug! Da nun die Hochwasserkatastrophen für Veränderungen in den Flußsystemen immer von ganz hervorragender Bedeutung sind und oft plötzlich wesentliche Veränderungen herbeiführen können, habe ich auch diese in Betracht gezogen. Die Sturmfluten der Nordsee werden, wie leicht einzusehen ist, durch die Stürme aus dem Südwestquadranten verursacht. Daneben kommen noch diejenigen aus dem Nordwestquadranten in Betracht. Die Südweststürme haben die holländische Küste der Pforte von Dover gegenüber gewaltig zertrümmert und auch sonst an den südlichen Küsten der Nordsee bekanntlich große Landverluste herbeigeführt.

Nach der von mir (S. 90) aus dem Weser-Ems-Stromwerk KELLERS zitierten Tabelle der Sturmtage in der Nordsee im Dezennium 1878/87 stellt sich deren Frequenz für die 4 Quadranten, wie folgt:

Nordost = 5

Südost = 10

Südwest = 58

Nordwest = 28

Diese Zahlen müssen doch auch als wichtiges Beweismoment gelten! Auf Grund dieses Tatsachenmaterials habe ich auf Seite 85—91 fünf Schlußfolgerungen über die Einwirkungen der Winde auf die hier in Frage kommenden Stromverlegungen entwickelt und darin gezeigt, „daß der Bau des Urrechtsystems den stets sich erneuernden heftigen Angriffen der westlichen Luftströmungen schließlich nicht mehr standzuhalten vermochte und — weil auch die physiographischen Verhältnisse des Geländes den Ufern keine dauernde zähe Stütze zu bieten vermochten — mit Naturnotwendigkeit von ihnen zerschmettert werden mußte“.

Ich schließe meine Besprechung in der Überzeugung, daß die Debatte über die Entstehungsgeschichte des Emsstromsystems noch manche fruchtbare Auseinandersetzung herbeiführen wird, und spreche die Hoffnung aus, in einigen Jahren ins Vaterland zurückzukehren, um mich weiterhin an der Lösung der angeregten Fragen zu beteiligen. Meine Auffassung über die Entwicklungsgeschichte des Emsstromsystems stelle ich, soweit sie den Teil der Ems von der Mündung der großen Aa bei Hanekenfähr bis zur Ledamündung betrifft, kurz folgendermaßen zusammen:

1. Hunte, Leda und die Unterems — d. i. die Ems von der Ledamündung bis Borkum — fließen in demselben

- glazialen Stromtal. Dieses alte Stromsystem (in meiner Arbeit als „Urems“ bezeichnet) zerbrach, indem bei Oldenburg die Hunte als oberes Stromstück zur Weser abgelenkt wurde.
2. Die Oberems floß von der Mündung der großen Aa bei Hanekenführ ab, die Hase von Meppen an westwärts zur Vecht; sie bildeten, so mit der Vecht vereinigt, das schön baumartig entwickelte Stromsystem der „Urvecht“.
 3. In gleicher Weise wie die Urems bei Oldenburg, so wurde auch die Urvecht durch die Wirkungen der westlichen und südwestlichen Winde zertrümmert. Oberems und Hase wurden gemeinsam zum jetzigen Emssystem verbunden, indem sie hierbei zum Teil alte Äsgräben als Wegweiser benutzten.

Neueingänge der Bibliothek.

- AMBRONN, C.: Die geologischen Verhältnisse und die chemische Zusammensetzung der Pyroxenquarzporphyre und der Pyroxengranitporphyre im Leipziger Kreise. Inaug.-Dissert. Leipzig 1907.
- BÄRTLING, R.: Zur Frage der Entwässerung lockerer Gebirgsschichten als Ursache von Bodensenkungen, besonders im rheinisch-westfälischen Industriebezirk. Aus: Zeitschr. f. prakt. Geol. XV, 5. Berlin 1907.
- CREDNER, H.: Die sächsischen Erdbeben während der Jahre 1904 bis 1906. Aus: Ber. der math.-phys. Klasse d. Kgl. Sächs. Ges. d. Wiss. zu Leipzig 59, 1907.
- CROOK, A. R.: A history of the Illinois state museum of natural history. Springfield, Ill. 1907.
- CURRIE, J.: The mineralogy of the Faeröes arranged topographically. Aus: Transact. of the Edinburgh Geol. Soc. IX, 1.
- ETZOLD, F.: Achter Bericht der Erdbebenstation Leipzig. Aus: Ber. d. math.-phys. Klasse d. Kgl. Sächs. Ges. d. Wiss. zu Leipzig 59, 1907.
- GOTHAN, W.: Fossile Hölzer aus dem Bathonien von Russisch-Polen. Aus: Verhandl. d. Kais. Russ. miner. Ges. z. St. Petersburg 44, 1. St. Petersburg 1906.
- Pflanzengeographisches aus der paläozoischen Flora. Aus: Naturwiss. Wochenschr. N.F. VI, 38. Berlin 1907.
- HERMANN, P.: Beitrag zur Kenntnis der Kalk-Magnesium-Orthosilikatreihe. Aus: Mitteil. des Kgl. Materialprüfungsamts Groß-Lichterfelde-West 1906.

- HERMANN, R.: Mitteilung über die östliche Randverwerfung des fränkischen Jura. Aus: Diese Zeitschr. 59, Monatsber. 6/7, 1907.
- Über das Vorkommen hohler Zähne bei fossilen und lebenden Tieren. Aus: Sitz.-Ber. d. Ges. naturf. Freunde. Nr. 7, 1907.
- KAISER, E.: Über Verwitterungserscheinungen an Bausteinen. 1. Der Stubensandstein aus Württemberg, namentlich in seiner Verwendung am Kölner Dom. Aus: N. Jahrb. Min., Jahrg. 1907, II. Stuttgart 1907.
- KEIDEL, H.: Über den Bau der argentinischen Anden. Aus: Sitz.-Ber. d. Kaiserl. Akad. d. Wiss. in Wien. Math.-naturw. Kl. 116, 1. Wien 1907.
- KRUSCH, P.: Die Untersuchung und Bewertung von Erzlagerstätten. Stuttgart, Verlag von FERD. ENKE, 1907.
- LOUDERBACK, G. D.: Benitoite, a new California gem mineral. Aus: Univers. of California public., Bull. of the Depart. of Geol. V, 9. Berkeley 1907.
- The relation of radioactivity to vulcanism. Aus: Journ. of Geol. XIV, 8. Chicago 1906.
- LOZINSKI, W., Ritter v.: Quartärstudien im Gebiete der nordischen Vereisung Galiziens. Aus: Jahrb. k. k. Geol. Reichsanst. 57, 1 u. 2. Wien 1907.
- Die Karsterscheinungen in Galizisch-Podolien. Aus: Jahrb. d. k. k. Geol. Reichsanst. 57, 4. Wien 1907.
- Die diluviale Seebildung im Nordgalizischen Tieflande. Aus: Bull. de l'acad. des scienc. de Cracovie, classe de scienc. math. et natur. Cracovie 1907.
- LÜDTKE, F.: Die Geologie im erdkundlichen Unterricht höherer Schulen. In: Jahresber. der Kgl. Realschule zu Wollstein. Wollstein 1907.
- MACCO, A.: Die Aussichten des Bergbaus in Deutsch-Südwestafrika. Berlin 1907.
- MASCKE, E.: Die Stephanoceras-Verwandten in den Coronatenschichten von Norddeutschland. Inaug.-Dissert. Göttingen 1907. 2 Exemplare.
- MERRILL, G. P.: On a peculiar form of metamorphism in siliceous sandstone. Aus: Proceed. of the U. St. national museum 32. Washington 1907.
- MEYER, W.: Die Porphyre des westfälischen Diluviums. Inaug.-Diss. Münster. Aus: Centralbl. f. Min. 1907. Stuttgart 1907.
- MICHAEL, R.: Über die Verbreitung des Keupers im nördlichen Schlesien. Aus: Jahrb. d. Kgl. Preuß. Geol. Landesanst. (1907) XXVIII, 2. Berlin 1907.
- Das Alter der in den Tiefbohrungen von Lorendorf in Schlesien und Przeciszow in Galizien aufgeschlossenen Tertiärschichten. Aus: wie vor.
- Über neuere Aufschlüsse unterkarbonischer Schichten vom Ostlande des oberschlesischen Steinkohlenbeckens. Aus: wie vor.
- RICCIARDI, L.: L'evoluzione minerale pressa in dubbio del Prof. GIUSEPPE MERCALLI. Aus: Boll. della Soc. d. Natur. in Napoli 1907. Napoli 1907.
- RINNE, F., u. BOEKE, H. E.: El Inca, ein neues Meteoreisen. Aus: N. Jahrb. Min. Festband. Stuttgart 1907.
- SCHMIDT, H.: Geologie des Münsterthales im Badischen Schwarzwald. II. Teil: Die Porphyre. Heidelberg 1887.
- Geologie des Münsterthales im Badischen Schwarzwald. III. Teil: Erzgänge und Bergbau. Heidelberg 1889.

- SCHMIDT, M.: Die geologischen Verhältnisse des unteren Argentes. Aus: Ber. über die 40. Versamml. d. Oberrhein. geol. Ver. zu Lindau 1907.
- *Ceratites antecedens* und die Abstammung der Nodosen. Aus: Centralbl. Min. 1907, Nr. 17. Stuttgart 1907.
- SCHNEIDER, K.: Beiträge zur physikalischen Geographie Islands. Aus: Petermanns Geogr. Mitt. 1907, H. 8.
- SCHÜTZE, E.: Einige Glyphea-Arten aus dem schwäbischen Jura. Aus: Jahresh. d. Ver. f. vaterl. Naturk. i. Württemberg. Stuttgart 1907.
- SPANDEL, E.: Mitteilungen über neue Aufschlüsse von Erdschichten längs des Maines bei Offenbach und über die Gliederung des Meerestones daselbst. Aus: 29.—32. Ber. d. Offenbacher Ver. f. Naturk.
- SPÄTE, FR.: Die Bituminierung. Ein Beitrag zur Chemie der Faulschlammgesteine. Inaug. Dissert. Berlin 1907.
- STAHL, A. F.: Geologische Beobachtungen in Zentral- und Nordwestpersien. Aus: Peterm. geogr. Mitt. 1907, H. 8.
- STEINMANN, G., und WILCKENS, O.: Vorläufiger Bericht über die Bearbeitung der von der Schwedischen Expedition nach den Magellans-Ländern gesammelten marinen Fossilien. Aus: Svenska Expeditionen till Magellansländerna. I, 7.
- STÖPEL, K. Th.: Eine Reise in das Innere der Insel Formosa und die erste Besteigung des Niitakayama (Mount Morrison). Buenos Aires.
- STREMMER, H.: Die Bituminierung. Aus: Diese Zeitschr. 59, Monatsbericht 6/7.
- Die Eigenwärme der Kohlen. Aus: Naturw. Wochenschr. N.F. V. (XXI), 9. 1906.
- und SPÄTE, F.: Die Verwitterung der brennbaren organogenen Gesteine (Kautobiolithe). Aus: Zeitschr. f. angew. Chemie XX, 48. Berlin 1907.
- STÜBEL, A.: Acht Monate meiner Reise in Ecuador. Brieflicher Bericht an den Präsidenten der Republik Ecuador. Aus: Die Vulkanberge von Ecuador. Berlin 1897.
- Das nordsyrische Vulkangebiet Dīret et-Tulūl, Haurān, Dschebel, Mānī' und Dschölān. Beschreibung der im Grassi-Museum zu Leipzig ausgestellten Zeichnungen der vulkanischen Schöpfungen dieses Gebiets. Veröffentl. d. vulkanol. Abt. d. Grassi-Mus. zu Leipzig. Leipzig 1903.
- Der Pichincha. Aus: Die Vulkanberge von Ecuador. Berlin 1897.
- Karte der Vulkanberge Antisana, Chacana, Sincholagua, Quilindaña, Cotopaxi, Ruminahui und Pasochoa. Ein Beispiel für die Äußerung eruptiver Kraft in räumlich kleinen Abständen unter deutlichen Anzeichen ihrer Abschwächung und ihres Ersterbens innerhalb begrenzter Zeiträume. Veröffentl. d. vulkanol. Abt. d. Grassi-Mus. zu Leipzig. Leipzig 1903.
- Martinique und St. Vincent. Aus dem Werke: Über die Verschiedenheit vulkanischer Berge. Veröffentlichung wie vor. Leipzig 1903.
- Rückblick auf die Ausbruchsperiode des Mont Pelé auf Martinique 1902 bis 1903 vom theoretischen Gesichtspunkte aus. Veröffentlichung wie vor. Leipzig 1904.
- Über das Wesen des Vulkanismus. Aus dem Werke: Die Vulkanberge von Ecuador. Berlin 1897.

- STÜBEL, A.: Über Reliefkarten. Dresden.
— und PRINZ, W.: Notice jointe à l'édition française des profils
représentants la genèse et la structure de l'écorce solide du globe.
Leipzig 1903.
- WAGNER, P.: Illustrierter Führer durch das Museum für Länderkunde
(Alphons Stübel-Stiftung). Leipzig 1905.
- WILCKENS, O.: Über den Bau des nordöstlichen Adulagebirges. Aus:
Centralbl. Min. 1907, Nr 11. Stuttgart 1907.
- TRAUTH, F.: Ein neuer Aufschluß im Klippengebirge von St. Veit
(Wien). Aus: Verh. d. k. k. geol. Reichsanst. 1907, Nr. 10.
Wien 1907.
- VOIT, F. W.: Kimberlite dykes and pipes. Aus: Transact. of the
Geol. Soc. of S. Africa X. 1907.
— Gneißformation in Afrika. Aus: Transact. of the Geol. Soc. of
S. Africa X. 1907.
- VORWEG, O.: Flächner oder Kanter? Aus: Centralbl. Min. f. 1907.
Stuttgart 1907.
- WALTER, K.: Über Apatit vom Epprechtstein in Bayern und von
Luxullian in Cornwall. Inaug.-Dissert. Münster. Aus: N. Jahrb.
Min. Beil.-Bd. XXIII.
- WICHMANN, R.: Die Korallenoolith und Kimmeridge im Gebiete des
Selter und Ith. Gekrönte Preisschr. Inaug.-Dissert. Göttingen
1907.
- WOLLEMAN, A.: Die Fossilien der Kalktuffe des Elms und Lapp-
waldes. Aus: XV. Jahr.-Ber. d. Ver. f. Naturw. z. Braunschweig
f. d. Jahr 1906/07. 1907.

Monatsberichte

der

Deutschen geologischen Gesellschaft.

Nr. 12.

1907.

Protokoll der Sitzung vom 5. Dezember 1907.

Vorsitzender: Herr RAUFF.

Der Vorsitzende eröffnet um 6 Uhr die geschäftliche Sitzung mit dem Beginn der Wahlhandlung.

Nach Eröffnung der wissenschaftlichen Sitzung um 7 $\frac{1}{4}$ Uhr wird das Protokoll der November-Sitzung vom Schriftführer verlesen und von der Versammlung genehmigt.

Der Vorsitzende macht sodann Mitteilung von dem Ableben des Mitgliedes, Geheimen Bergrats a. D. CONRAD HÄUSLER in Bonn a. Rh., dem er einen Nachruf widmet.

Die Anwesenden erheben sich zu Ehren des Verstorbenen von ihren Plätzen.

Als neue Mitglieder wünschen aufgenommen zu werden:

Herr cand. geol. HUGO MYLIUS	} München, Geologisch-Paläontologisches Institut, Neuhäuserstr. 51,
Herr cand. geol. KARL SPEIER	
Herr Dr. WALTER GRAHL	
Herr cand. geol. HABALD PONTOPPIDAN	
Herr Dr. E. KRENKEL, Dresden-Blasewitz, Schulstraße 14;	

Herr Referendar KARL CHRISTIAN VON LOESCH, Oberstefansdorf in Schlesien,

vorgeschlagen durch die Herren ROTHPLETZ, STROMER VON REICHENBACH und BROILI;

Herr Prof. Dr. JULIUS RUSKA, Heidelberg, Mönchhofstr. 8, vorgeschlagen von den Herren SALOMON, BOTZONG und SPITZ;

Herr Dr. PAUL GRÖBER, II. Assistent am Geologisch-Paläontologischen Institut und der Bernsteinsammlung zu Königsberg (Ostpreußen), vorgeschlagen durch die Herren TORNQUIST, JOH. BÖHM und KÜHN;

Herr Dipl.-Bergingenieur SCHÖPPE, Berlin N 4, Invalidenstraße 44, vorgeschlagen von den Herren KRUSCH, BEYSCHLAG, KÜHN;

Herr Bergingenieur OTTO GREIF } Göttingen,
Herr cand. geol. RUDOLF WEDERIND } Geolog. Institut,
vorgeschlagen von den Herren v. KOENEN, SALFELD,
POMPECKJ;

Herr Bergassessor VIEBIG, Kray bei Essen, Zeche Ver.
Bonifacius, vorgeschlagen von den Herren BORNHARDT,
RAUFF und SCHEIBE;

*Geologisch-Paläontologisches Institut und Museum der
Universität Bonn*, vorgeschlagen von den Herren
STEINMANN, WILCKENS und TILMANN.

Der Vorsitzende legt sodann eine Anzahl neu eingegangener
Schriften vor und bespricht eine Auswahl von ihnen.

Sodann erklärt er die Wahlhandlung für geschlossen und
verkündet das Ergebnis der Wahl:

Es sind 183 Wahlzettel abgegeben, davon 20 ungültige.

1. Wahl des Vorsitzenden:

Es erhielten die Herren RAUFF 158, SCHEIBE 2, PENCK
und BRANCA je 1 Stimme. — Gewählt Herr RAUFF.

2. Wahl der stellvertretenden Vorsitzenden:

Es erhielten Stimmen die Herren SCHEIBE 121, BEY-
SCHLAG 83, PENCK 64, JENTZSCH 43, RAUFF und
KEILHACK je 3, BRANCA 2; ungültig 2 Stimmen. —
Gewählt die Herren SCHEIBE und BEYSCHLAG.

3. Wahl der Schriftführer:

Es erhielten Stimmen die Herren KRUSCH 159, KÜHN
158, BLANCKENHORN 140, P. G. KRAUSE 93,
ZACHE 85, EBERDT 6, SOLGER 4, JANENSCH 3,
BELOWSKY 2, BEYSCHLAG, BÄRTLING, GAGEL, DENCK-
MANN, OPPENHEIM, PICARD je 1. — Gewählt die Herren
KRUSCH, KÜHN, P. G. KRAUSE und BLANCKEN-
HORN.

4. Wahl des Schatzmeisters:

Es erhielten die Herren ZIMMERMANN 154, MONKE 2,
DATHE, JENTZSCH, KRAUSE, OPPENHEIM, PICARD und
SCHRÖDER je 1 Stimme. — Gewählt Herr ZIMMER-
MANN.

5. Wahl des Archivars:

Es erhielten die Herren EBERDT 143, JENTZSCH 12
Stimmen. — Gewählt Herr EBERDT.

6. Wahl des Beirats:

Es erhielten Stimmen die Herren DEECKE 134, UHLIG 108, CREDNER 103, POMPECKJ 100, LENK 84, OEBBECKE 83, C. SCHMIDT 65, WICHMANN 62, SAUER 55, KALKOWSKY 48, KOKEN und HOLZAPFEL je 4, v. KOENEN 3, GEINITZ, WALTHER, ERICH KAISER, SALOMON, LINCK und BECK je 2, MOLENGRAAFF, HINTZE, GOTTSCHKE, v. ARTHABER, BÜCKING, G. BÖHM, OSANN je 1; ungültig 60, ferner sind ungültig 4 Zettel, auf denen 7 Beiratsmitglieder gewählt sind, und 3 Zettel, auf denen 4, und 1 Zettel, auf dem 2 fehlten. — Gewählt die Herren DEECKE, UHLIG, CREDNER, POMPECKJ, LENK und OEBBECKE.

Die Gewählten nehmen die Wahl bzw. Wiederwahl an.

Sonach besteht der Vorstand für 1908 aus:

Herrn RAUFF als Vorsitzendem,	
- SCHEIBE	} als stellvertretenden Vorsitzenden,
- BEYSCHLAG	
- KRUSCH	} als Schriftführern,
- KÜHN	
- P. G. KRAUSE	
- BLANCKENHORN	
- ZIMMERMANN als Schatzmeister,	
- EBERDT als Archivar,	

Der Beirat für 1908 aus den Herren: DEECKE, UHLIG, CREDNER, POMPECKJ, LENK, OEBBECKE.

Herr F. TANNHÄUSER sprach über den „Neuroder Gabbrozug“ in der Grafschaft Glatz.

In der Hauptsache beteiligen sich an der Zusammensetzung des Neuroder Gabbrozuges folgende Gesteinstypen: „Gabbro“, „Olivingabbro“, „Forellenstein“, „Serpentin“ und „Diabas“, die z. T. durch die mannigfachsten Übergänge miteinander verbunden sind. Dazu kommen als extremste Ausbildungen des „Gabbro“ einerseits reine Feldspatgesteine: „Anorthosite“, andererseits reine Diallaggesteine: „Pyroxenite“.

Der DATHEsche „Anorthitgabbro“ ist ebenso wie der „Strahlsteingabbro“ P. HEIMANNs und das „Anorthitgestein“ G. ROSEs zu verwerfen.

„Gabbro“ und „Diabas“ — beide olivinfrei — repräsentieren das Stammagma, während die übrigen

Gesteinsvarietäten Differentiationsprodukte darstellen.

Außerdem setzen in einem Teil dieser Gabbrogesteine gangförmige Gesteine auf, die zwar räumlich eine nur untergeordnete Rolle spielen, dafür aber zum größten Teil von ganz besonderem petrographischen Interesse sind: „Gabbropegmatite“, aplitische Ganggesteine = „Gabbroaplite“, lamprophyrische Ganggesteine = „Spessartite“ und „Diabasgänge“. Dieselben sind teils relativ jüngere Nachschübe, teils Spaltungsprodukte des Hauptmagmas.

Neu für das Neuroder Gebiet sind von den aufgeführten Gesteinen die „Anorthosite“, „Pyroxenite“, „Gabbroaplite“, „Spessartite“ und „Gabbropegmatite“.

Aus der innigen und engen Verbindung von „Gabbro“ und „Diabas“, die unmittelbar ineinander übergehen; ferner aus der Struktur der Diabasgesteine, die mit der eigentlichen Diabasstruktur fast nichts mehr gemein hat, vielmehr der regellos körnigen Struktur des „Gabbro“ ähnelt; und endlich aus dem Fehlen von wülstigen und variolitischen Diabasausbildungen darf man wohl auf eine intrusive Natur des „Diabas“ schließen.

Das Alter des Gabbrozuges konnte als oberdevonisch festgelegt werden. Im Ebersdorfer Kalkbruch ist der untere oberdevonische sog. „Hauptkalk“ z. T. durch den Gabbro im Kontakt grobkörnig-kristallin verändert worden. Infolgedessen muß der Gabbro jünger sein als die untersten Schichten des Oberdevon. Da aber andererseits bereits Gabbrogerölle im unteren Kulm auftreten, muß er auch älter sein als Kulm. Möglicherweise läßt sich die Altersgrenze nach oben hin noch mehr einschränken insofern, als eine Kontaktwirkung auf die oberen oberdevonischen „Clymenienkalke“ nicht zu beobachten war. Der Durchbruch des Gabbro wird wahrscheinlich zur Zeit der Bildung des unteren oberdevonischen Hauptkalkes erfolgt sein. Hierfür spricht auch der Umstand, daß in höheren Horizonten des „Hauptkalkes“ bereits Gabbrogerölle auftreten.

Gabbrovorkommen, die bei Weitengrund und Falkenberg im Kulm anstehen sollen und daher mehrfach für eine kulmische bzw. postkulmische Altersbestimmung verwandt worden sind, sind nicht anstehend.

An der Besprechung des Vortrages beteiligten sich Herr DÄTHE und der Vortragende.

Herr M. BLANCKENHORN sprach über das Thema:
„Der Haupt-Buntsandstein ist keine echte Wüstenbildung“.

In der November-Sitzung 1907 der Deutschen geologischen Gesellschaft zu Berlin legte Herr E. ZIMMERMANN aus Buntsandstein-Konglomerat der Gegend von Saalfeld am Rande des Thüringerwalds eine Anzahl Gerölle mit den charakteristischen Windschliffkanten vor, an deren Entstehung durch windgetriebenen abschleifenden Sand kaum noch gezweifelt werden dürfte. Die Proben sind besser als alle die aus dem süddeutschen unteren oder ECKSchen Konglomerat des Schwarzwaldes mir bisher zu Gesicht gekommenen, die mich bisher noch nicht vom Windschliff überzeugen konnten. Der Vortragende hat aber an die so ganz richtig erklärte Erscheinung noch eine weitere Bemerkung geknüpft bezüglich des damaligen Klimas. Er spricht von Wüstenklima und nennt den Buntsandstein eine Wüstenbildung.

Gegen diese meiner Ansicht nach irrige Anschauung kann ich nicht unterlassen, meinen lebhaftesten Widerspruch zu erheben, da sie leider schon viele Anhänger gefunden und sogar, obwohl sie doch zunächst nur eine unbewiesene Hypothese ist, als Axiom Eingang in die Lehrbücher¹⁾ gefunden hat. Es ist sogar schon so weit gekommen, daß Anhänger dieser Hypothese „die Ansicht, daß die Ablagerungen des Mittleren Buntsandsteins hauptsächlich auf fluviatilen Wege oder gar in einem Meeresbecken entstanden, als abgetan“ (!²⁾) und in ihrer Überhebung die Vertreter solcher „veralteten“ Ansichten als rückständig bezeichnen. Nun, die Zukunft wird ja lehren, wer schließlich im Rechte bleibt. Heute freilich gilt es überall, wo in irgend einer Formation mächtige Ablagerungen fossilfreier oder -armer Sandsteine, Konglomerate oder bunter Mergel erscheinen, die ihre besondere Entstehungsart nicht klar erkennen lassen, bei dem modernen Geologen fast als selbstverständlich, daß nur die Wüste solche Bildungen hat schaffen können. In den meisten Fällen haben diese Erklärer niemals eine wirkliche Wüste gesehen, aber sie verweisen einfach auf die meisterhaften, so ungewöhnlich populär gewordenen Beschreibungen derselben durch J. WALTHER und auch die Abhandlung von E. FRAAS: „Die Bildung der germanischen Trias, eine petrogenetische Studie“ 1899.

¹⁾ z. B. E. KAYSER: Lehrbuch d. Geologie, II. Teil.

²⁾ W. KRANTZ: Geolog. Geschichte der weiteren Umgebung von Ulm a. D. Jahresh. d. Ver. f. vaterländ. Naturk. i. Württemberg 1905, S. 179, Anm. 1.

Nun, auch ich habe WALTHERS Bücher und jene Schrift von E. FRAAS aufmerksam gelesen; aber ich habe auch selbst die Wüsten Nordafrikas und Vorderasiens an mehreren Plätzen betreten, längere Zeit studiert und habe endlich auch den Buntsandstein Deutschlands als kartierender Geologe an vielen Punkten kennen gelernt. Trotzdem bin ich in vielfacher Hinsicht zu anderer Auffassung gekommen über die Erscheinungen der Wüste und die Deutung des Buntsandsteins als die beiden genannten Autoren.

Es ist hier nicht die Zeit, auf alle diese Dinge einzugehen. Das behalte ich mir für eine besondere ausführlichere Abhandlung vor. Ich will mir hier nur einige Punkte herausgreifen.

Zunächst, die in Rede stehenden Windschliffe kommen beinahe überall vor, wo Sand (mit Geröllen) in einiger Verbreitung die Oberfläche einnimmt, was, wie jeder weiß, absolut nicht auf die Wüste beschränkt ist. In Deutschland z. B. kennen wir Kantengeschiebe in großer Menge aus der Diluvialzeit, die uns doch sicher keine Wüste, sondern höchstens Steppenklima vorübergehend gebracht hat. Aber auch heute können Sandschliffe bei uns ganz gut an den Dünen der Meeresküste, teils auch im Innern in breiten Flußtalern, z. B. in Brandenburg, an der Regnitz bei Nürnberg und im Maingebiet, entstehen, wenn stärkere Winde längere Zeit in gleicher Richtung über eine mit Geröllen überstreute Sandfläche wehen. Solche Dünen gab es natürlich wie heute an der Regnitz in erhöhtem Maße auch ehemals an den Flüssen der Buntsandsteinzeit, aber sie beweisen doch noch lange kein Wüstenklima.

Wollen wir uns über die Bildung der Buntsandsteinformation die richtige Vorstellung machen, so müssen wir nach Analogien suchen, d. h. schauen, wo in der Welt ähnliche Bildungen aus früherer oder jetziger Zeit vorkommen, über die wir mehr wissen. PENCK hat in seiner Morphologie der Erdoberfläche II, S. 24—36 die wichtigsten Vorkommen von derartigen „Ebenenbildungen in älteren geologischen Schichtensystemen“ aufgezählt und geschildert und deutet dabei ihre (kontinentale) Entstehung an, aber ohne das Wüstenklima besonders zu Hilfe zu nehmen. Ich möchte dieser Liste nach meinen eigenen Erfahrungen, abgesehen von dem oberkretazeischen Nubischen Sandstein, noch das Obereocän, Oligocän, Miocän (z. Teil) und Oberpliocän-Diluvium Ägyptens anreihen, Ablagerungen, die ich seinerzeit in meiner „Geologie Ägyptens“ schon behandelt habe. Der Nubische Sand-

stein, welcher mit dem Buntsandstein außerordentlich viele Berührungspunkte hat, ist, soweit er kretazeisch ist, d. h. in ganz Arabien, Syrien und in Südägypten und Nubien, im wesentlichen mariner, weniger fluviomariner Bildung, eine Küsten- und Lagunefacies. Er stellt die große langsame Transgression des oberen Kreidemeeres vom Cenoman bis zum Obersenon über einen ausgedehnten Kontinent dar, welcher vorher (d. h. in mesozoischer Ära) teilweise (nach PASSARGE) von Wüsten und Halbwüsten, teilweise, d. h. in seinen nördlichen Regionen, aber auch von tropischen Lateritbildungen, lokal von Raseneisenstein, vereinzelt Kaolinlagern¹⁾ bedeckt war. Demgegenüber sind die genannten mittel- und jungtertiären Ablagerungen nach dem erfolgten Rückzug des Kreide-Eocänmeeres wesentlich fluviatile, zum Teil auch fluviomarine Absätze am Unterlauf und großen Delta des ehemaligen Riesenstromes „Urnil“. Mit ihrem Wechsel von meist intensiv roten, seltener grauen Sanden, Sandsteinen, bunten gipshaltigen Mergeln, Ockerkalken und Dolomitbänken, den Einschaltungen von Petrefaktenhorizonten bald mit Pflanzenresten (Baumstämmen), bald mit Knochen von größeren land- oder flußbewohnenden Wirbeltieren, bald mit fluviatilen, brackischen oder echt marinen Mollusken erinnern sie so sehr an den mittleren Keuper Deutschlands, daß man sich stellenweise geradezu in eine Keuperlandschaft versetzt wähnt. Man vergleiche nur meine in der Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 53, 1901, S. 454²⁾ angeführten Profile.

Der Nubische Sandstein ist wie der Buntsandstein eine weitausgedehnte mächtige, dabei fossilarme Formationsstufe und ist auch wie jener für eine kontinentale äolische Bildung angesehen worden. Eingehendere Studien an demselben aus letzter Zeit lassen aber an seiner wässerigen Entstehung kaum noch zweifeln. Ich selbst machte vor zwei Jahren mehrere Exkursionen in sein Gebiet im Natrontal bei el-Kab (Station Muhamid südlich Edfu) und bei Assuan zu dem ausgesprochenen Zwecke, seinen angeblichen Wüstencharakter näher zu prüfen, von dem ich damals teilweise überzeugt war. Aber ich mußte diese Anschauung aufgeben, nachdem ich mitten in demselben mehrere Bonebeds aus

¹⁾ Vergl. STROMER v. REICHENBACH: Beobacht. über d. Nubisch. Sandstein in Ägypten. Centralbl. Min. 1905, S. 117. — BALL, J.: A Description of the first or Aswan Cataract of the Nile. Cairo 1907. S. 67—68. Fig. 3.

²⁾ Ferner: Neue geol.-stratigraph. Beobacht. in Ägypten. Sitz.-Ber. d. math. phys. Kl. d. bayer. Ak. d. Wiss. München, 1902, S. 404—7.

Schildkröten- und Krokodil-(?) oder Ichthyosaurus-(?) Resten im wiederholten Wechsel mit Sandsteinbänken voller Pflanzenreste und Schichten mit Wellenfurchen, das Ganze in konkordanter Lagerung schließlich gekrönt von Kalken, reich an Austern des Campanien, beobachtet hatte. Anderen Forschern gelang es, noch folgende Fossilien im Nubischen Sandstein Ägyptens aufzusammeln: *Ostrea Boucheroni*, *O. Bourguignati*, *Plicatula*, *Inoceramus* sp. aff. *regularis* von 2 Punkten unweit Assuan (von mir bestimmt), *Septifer linearis*¹⁾, *Mosasauros mosensis*. *Ichthyosaurus campylodon*¹⁾, *Lepidotus*, verkieselte Hölzer. Im Libanon ist bekanntlich der Nubische Sandstein, dort cenomanen Alters, reich an Kohlen, Dysodil, Bernstein, Blattabdrücken von *Neuropteris recentior*, *Pterophyllum cretosum*, Gräsern?, Palmenhölzern, Crednerienblättern, *Clupea*-artigen Fischen, Trigonien, Astarten, Austern usw.

Wie beim Nubischen Sandstein hat sich auch beim Unteren und Mittleren Buntsandstein mit der Zeit die Zahl der Fossilvorkommnisse gemehrt. Die Gervillienfunde bei Roda in Thüringen galten zuerst als Ausnahmen und auf ein winziges Gebiet, einen ehemaligen kleinen Wüstenbinnensee, beschränkt. Heute kennen wir sie durch v. FRITZSCH, LASPEYRES, WÜST von den Blättern Teutschenthal und Petersberg bei Halle in der Mansfelder Mulde in zwei Horizonten, durch EBERT von Gelliehausen im Eichsfeld, durch DENCKMANN an 200 Fundstellen im Kellerwaldgebiete und durch ZIMMERMANNs neue Funde von Saalfeld, und so dürfen wir mit dem Fortschreiten der geologischen Aufnahmen hoffnungsvoll dem Nachweise einer noch viel weiteren Verbreitung dieses marinen Muschelhorizontes oder auch mehrerer Horizonte entgegensehen. Dazu kommen teils aus der gleichen Schicht des mittleren Buntsandsteins, teils aus anderen Lagen Aucellen, *Myophoria costata*, Anoplophoren, *Turbonilla Weissenbachi*, Ganoidfische, speziell *Gyrolepis*, *Semionotus*, Estherien und Tierfährten größerer und kleinerer Landtiere, die von den Chirotheriumfährten abweichen (im Mittleren Buntsandstein von Carlshafen, Neuhoß-Harmerz und vielen anderen Plätzen der Rhön und Thüringens). Diese Fauna hat teils marinen, teils brackischen, teils Süßwassercharakter, nur die Tierfährten weisen auf Landtiere hin. Auch die Flora des Hauptbuntsandsteins (von dem zur Oberen Buntsandsteinstufe gehörigen Voltziensandstein

¹⁾ HUME: A preliminary report on the Geology of the Eastern Desert of Egypt between latitude 22° N and 25° N. Cairo 1907, S. 29.

gar nicht zu reden) ist nicht so arm, als man wohl allgemein glaubt. Ich selbst habe allein zwei neue reiche Fundpunkte entdeckt (zwischen Haimbach und Hergarten im WNW von Commern am Nordrande der Eifel und Carlshafen an der Weser) und hoffe noch mehr zu entdecken. Jene lieferten mir *Equisetum Mougeoti*, *Sigillaria oculina*, die POTONIÉ jetzt zu *Pleuromioia* rechnet, *Neuropteridium elegans*, *Thamnopteris?* sp., *Lesangeana?* sp., *Voltzia heterophylla*, *Pinites ramosus*. Dazu kommen die zahlreichen Pleuromoienfunde der Gegend von Bernburg, Halle, das Farnkraut *Anomopteris Mougeoti* usw.

Die Auflagerungsfläche des Nubischen Sandsteins auf das Grundgebirge ist nicht, wie man nach PASSARGE erwarten sollte, die höckerige Fläche einer Inselberglandschaft, sondern, wie ich mich selbst in der ganzen Umgegend von Assuan überzeugte, eine typische Abrasionsebene. Der Sandstein liegt als Decke horizontal in gleicher Höhe auf den glatt abgehobelten, z. T. schräggestellten alten Schieferen und Eruptivgesteinen, und an seiner Basis findet sich meistens auch ein Grund- oder „Abrasionskonglomerat“ mit kleinen gerundeten, von fern her stammenden Geröllen fremder Gesteine neben größeren eckigen Bruchstücken des Grundgebirges und kaolinreichem Bindemittel. Lokal erscheinen unter dieser Grundbreccie bzw. Konglomerat noch förmliche Kaolinlager¹⁾, die auch nicht gerade sehr für trockenes Wüstenklima sprechen, indem sie eine Wirkung der Zersetzung von Feldspat durch rieselndes kohlensäurehaltiges Wasser darstellen. Der Untere, Mittlere und im Westen Deutschlands auch der als Voltzien-sandstein ausgebildete Teil des Oberen Buntsandsteins liegen, vielfach ähnlich transgredierend, diskordant direkt auf einer Abrasionsfläche des archaischen und paläozoischen Schiefergebirges, so im Schwarzwald, da, wo das Rotliegende fehlt, und in der Eifel (vergl. CREDNER: Elemente der Geologie, S. 454, Fig. 232, Profil der Eifel). Wie soll übrigens die tatsächliche gründliche Abhobelung des niederrheinischen Rumpfbirges anders vor sich gegangen sein als durch das abradierend vordringende Buntsandsteinmeer²⁾, wenn man nicht etwa diese Rolle ganz dem Rotliegenden zuteilen will? Das nahm auch v. RICHTHOFEN³⁾ an. Wüstenwirkungen allein bringen derartige Denudationsebenen über steilgestellten.

¹⁾ Vergl. STROMER a. a. O., S. 116.

²⁾ Vergl. dazu meine Abhandlung: Die Trias am Nordrande der Eifel, S. 118.

³⁾ China II, S. 779.

verschieden widerstandsfähigen Gesteinen nicht zustande; sie rufen nur eine „Inselberglandschaft“ hervor, wie uns namentlich PASSARGE gelehrt hat. So nehme ich also mit BENECKE, KOKEN¹⁾, TORNQUIST für gewisse Teile Deutschlands eine Überflutung durch vordringende Wogen eines Meeres (oder meinerwegen auch großen Binnensees, der mit dem Ozean in irgend einer Verbindung stand) an.

Dieses Binnenmeer überschritt die Grenze des früheren meist eingetrockneten Zechsteinmeeres und bedeckte selbst älteres Gebirge eine Zeitlang. Das schließt nicht aus, daß vorübergehend oder dauernd wieder Rückzug dieser großen, aber reichen Gewässer eintrat, und nun die Flüsse ihre Herrschaft antraten, Kiese anhäufend über den marinen wohlgeschichteten Sandsteinen. Die Bildung der mächtigen ausgedehnten konglomeratischen Ablagerungen des Mittleren Bundsandsteins kann man sich wohl erklären, wenn man die Kies- oder Geröllwüsten oder Sserir in Nord-Ägypten im Osten wie im Westen des Nildeltas und im Norden der Libyschen Wüste von der Beharije-Oase an zum Vergleich heranzieht, freilich nicht in dem Sinne J. WALTHERS und E. FRAAS²⁾, die sie falsch aufgefaßt und mit den Hamādas oder Steinvüsten verwechselt und vermengt haben. Für WALTHER, der die geologische Vergangenheit des Nils in der Tertiär- und Diluvialperiode verkannte bzw. unbeachtet ließ und auch eine regenreiche Pluvialperiode für Afrika überhaupt nicht anerkennen will, obwohl sie fast an allen Stellen Afrikas durch tausend Gründe bewiesen ist, sind die Sserir, d. h. die weithin mit wohlgerundeten Geröllen und grobem Sand bedeckten Flächen zu beiden Seiten des Niltals, „das Endprodukt der Wüstendenudation“. So soll auch nach E. FRAAS²⁾ die „Kieswüste dadurch entstehen, daß durch Insolation die Gesteine gesprengt und gelockert wurden, und durch Deflation alles für den Wind transportfähige Material nach der Sandwüste abgeführt wurde. Der Rest waren ausschließlich Quarzstücke von verschiedener Größe und in allen Graden der Abrollung und Abschleifung durch den vorüberfliegenden Quarzsand“.

Die nordägyptischen Kieswüsten lassen sich indes nicht durch das gegenwärtige Wüstenklima allein erklären, sondern wesentlich durch die Ereignisse vergangener feuchteren

¹⁾ KOKEN: War der Buntsandstein eine Wüstenbildung? Jahresh. d. Württ. Ver. f. vaterl. Naturk. 1905, S. LXXVII.

²⁾ a. a. O., S. 23.

Perioden. Wie schon aus ihrer Ausdehnung in breiter Zone hervorgeht, stellen sie die gewaltigen Schuttdeltas des tertiären Urnils und diluvialen Nils dar, d. h. sie sind wesentlich fluviatilen Ursprungs. So allein auch erklärt sich ihre Zusammensetzung aus buntkörnigen, im ganzen hellrötlichen Sanden und wohlgerundeten Geröllen aller möglichen Gesteinsarten des Nilgebiets, unter denen aber die im Flußwasser widerstandsfähigen kieselreichen unbedingt vorherrschen, während die Mergel und Kalksteine des eigentlichen Ägypten ganz zurücktreten¹⁾. Auch den heutigen Nilablagerungen fehlen solche Sand- und Geröllbänke nicht, wenn sie auch entsprechend der heute geringeren Wassermenge und geringeren Transportfähigkeit des Stroms gegenüber dem Nilschlamm mehr zurücktreten und deshalb auch flüchtigeren Beobachtern wie WALTHER ganz entgangen sind. Die Kieswüsten, wenigstens die Ägyptens, sind demnach weniger Produkt des denudierenden Windes als des akkumulierenden Wassers, freilich desjenigen der Vergangenheit.

Das gleiche gilt meiner Ansicht nach auch von den von WALTHER später beschriebenen mächtigen Kieswüsten der Sinaiwestküste und Turkmeniens. Das 666 m tiefe Profil einer Brunnenbohrung von Askabad mit fortwährendem Wechsel von Lehm, Geröll und Sand kann nur zum geringsten Teil der heutigen Wüstenperiode entsprechen; die Anhäufungen entstanden vermutlich größtenteils unter anderen klimatischen regenreicheren Verhältnissen. Die Wüste Kara Kum und der nördliche Teil von Kyzyl Kum waren nach BARROWS²⁾ im Pliocän und Quartär noch vom Meere umspült. So wird uns überall ohne gebührende Berücksichtigung der geologischen Geschichte der heutigen Wüstengegenden, die wir bei WALTHER durchaus vermissen, ein richtiges vorurteilsloses Verständnis ihrer Erscheinungen und Faktoren nicht aufgehen³⁾.

Mit der oberflächlichen Anhäufung scharfkantiger eckiger Bruchstücke der anstehenden Gesteine in den Hamādas haben die quarzigen Gerölle des Buntsandsteins nichts zu tun. Denn wäre das der Fall, so müßten wir vor allem Gesteine des Untergrunds oder der allernächsten Nachbarschaft, d. h.

¹⁾ Vergl. dazu meine: „Geologie Ägyptens IV“ oder: diese Zeitschr. 58, 1901, S. 429 u. 453–54.

²⁾ BARROWS. Nat. geogr. Mag. 1900.

³⁾ Vergl. WISZWIANSKI, HELENE: Die Faktoren der Wüstenbildung. Veröff. d. Inst. f. Meereskunde u. d. Geogr. Inst. Berlin 1906, Heft 9, S. 85.

besonders des Zechsteins und tieferen Buntsandsteins selbst, in den Geröllschichten antreffen, und von den kieseligen Stücken müßte auch wohl das eine oder das andere noch eine Spur der charakteristischen braunen Schutzrinde der Wüste aufweisen. Wüstenverwitterung und Wind allein können in dem Maße kaum die Auslese von widerstandsfähigen Kieselgeröllen noch auch deren gerundete Beschaffenheit bewirken, so wie wir sie im Buntsandsteingeröll vorfinden, sondern nur die gleichzeitig mechanisch und chemisch wirkende Tätigkeit der Flüsse.

Wie aber entstanden nun die mächtigen Ablagerungen von rotem, meist tonigem, oft kaolinigem wohlgeschichteten Sandstein mit dem Wechsel von feinkörnigem, mittel- und grobkörnigem Sandstein und roten oder graugrünen sandigen Letten und zuweilen förmlichen Kaolinlagern? In der typischen trockenen Wüste jedenfalls nicht. Dort häuft der Wind nur lose Dünensande ohne Bindemittel an, aus denen niemals direkt oder unmittelbar Sandsteine mit tonigem Bindemittel entstehen können, sondern nur dann, wenn die Dünen in etwaige Binnenseen hineinwandern, oder wenn letztere bzw. auch das Meer über das Dünenterrain transgredieren, sie ihrem Schoße einverleiben und sekundär in sich ablagern. Auf diese Weise allerdings sind sicher manche Sandsteine entstanden, und man könnte deshalb auch sehr wohl den Bunten Sandstein so erklären, dessen Transgression über das damalige Festland ja so auffällig ist. Freilich bliebe dann noch die Entstehung der roten Farbe und des Bindemittels zu erklären resp. näher zu erörtern.

Die Farbe der Ablagerung des Buntsandsteins ist im allgemeinen karminrot bis violettrot. Sie erinnert ebenso sehr an die Farbe der Stufe des Rotliegenden wie sie von der grauen der Zechsteinformation abweicht, welch letztere man mit mehr Berechtigung unter recht trockenem Klima sich entstanden denken kann. Die Farbe der Wüste, wenigstens der typischen in Nordafrika, ist gar nicht rot, sondern gelblichgrau bis höchstens gelbrot. Die langen Dünenzüge darin sind an sich weiß bis gelbweiß oder hellgelb. Nur an einzelnen Plätzen erscheinen in manchen Wüstengebieten auch rote Dünensande. WALTHER¹⁾ hat gerade diese Fälle sorgsam ans Licht gezogen und beschrieben, und so ist es gekommen, daß wenig kritische Geologen, die die Wüste nicht aus eigener Anschauung kennen, diese Fälle für die typischen an-

¹⁾ Das Gesetz der Wüstenbildung, S. 24.

sahen und schließlich von einer allgemein roten Farbe der Wüstensande oder gar der Wüste sprechen¹⁾.

Aus ganz Nordafrika mit den ausgedehntesten und typischsten Wüsten ist zunächst, wie schon gesagt, keine rote Düne bekannt. „Dagegen“ soll „die ganze zentral-arabische Wüste Nefūd mit karminrotem Sande bedeckt“ sein. „Ein zarter Überzug von Eisenoxyd umgibt jedes Korn.“ „Eine Analyse des Sandes ergab: 98,53 Proz. Kieselsäure, 0,88 Proz. Tonerde, 0,28 Proz. Eisenoxyd, Spuren von Kalk, Magnesia und Alkalien“. WALTHER denkt sich nun, daß der Eisengehalt dieser Rinde „ursprünglich im Sand enthalten gewesen sei und durch dieselben Vorgänge an die Oberfläche herauf gedungen ist, durch welche die braune Schutzrinde an der Außenseite von Wüstenkieseln und Steinen entsteht“. Aber diese Schutzrinde ist doch bekanntlich nie karminrot, sondern rotbraun bis intensiv schwarz und besteht nicht aus Tonerde und Eisenoxyd, sondern „wechselnden Mengen von Mangansuperoxyd und Eisenhydroxyd und daneben noch manchmal einem schwankenden Gehalt an Kieselsäure, Tonerde, Phosphorsäure.“

Außerdem könnte sich die dunkle Rinde, von der Farbe abgesehen, doch nur in den obersten Sandlagen bilden; denn sie kommt, wie man jetzt allgemein annimmt, unter Mitwirkung von lösendem Wasser zustande, und zwar weniger der Niederschläge als des Taus, der nach der neuesten Auffassung „die Hauptbedingung für die Bildung der Rinde ist²⁾“. Beide Arten atmosphärischer Feuchtigkeit aber halten sich wenigstens in der Wüste nahe der Oberfläche und dringen nicht in die Tiefe der Dünen ein, ebensowenig der zur Bildung der dunklen Kruste nötige Sonnenschein. Mächtige Lagen von rotem Sand können durch diesen Vorgang nicht entstehen.

Sind sie aber tatsächlich dort (vielleicht nur lokal) vorhanden, dann muß es eine andere (lokale) Erklärung dafür geben, und wir finden sie auch sofort, wenn wir die geologische Beschaffenheit des Untergrundes der Nefūdüste näher prüfen, wobei wir uns auf den Bericht des ersten deutschen Kenners derselben, Professor EUTING, stützen. Nach diesem Autor ist das Grundgebirge im nordwestlichen Zentralarabien, im Nedschd, d. h. am Südostrande des Nefūd, Granit, im

¹⁾ Vergl. KAYSER: Lehrbuch d. Geologie II, 1902, S. 226.

²⁾ LINCK, G.: Über die dunklen Rinden der Gesteine der Wüste. Mitt. a. d. Großh. mineral. Museum zu Jena, S. 333.

übrigen aber „bunter, besonders roter Sandstein, so der kleine Misma' und seine Anhängsel, der Ernān und die Berge im Hedschāz, soweit dieselben nicht von Lava überschüttet sind“. Längs der neuen Hedschāzbahnlinie im Südwesten des Nefūd herrscht dieser sogenannte Nubische Sandstein von oberkretazeischem Alter von der Station Akaba Hedschāzi, wo ich selbst im Jahre 1905 ihn angetroffen habe, bis el-Ala auf eine Strecke von 466 km, vielfach von Flugsand verhüllt. Den archäologischen Reisenden ist übrigens dieser Sandstein auch durch die großartigen, intensiv roten Felsen der berühmten Ruinenstadt Petra im Edomitergebirge wohl bekannt. Die eigentliche Sandwüste Nefūd nun besteht nach EUTING „aus einem unendlichen Gewirr von 100—300 m hohen Bergen, Hügeln und Rücken aus lauter feinem Sand, d. h. aus dem Verwitterungsprodukt der Sandsteinfelsen.“ Dieser *raml* genannte herrschende Sand ist „gelbweißer feiner Flugsand“ im Gegensatz zu dem „grobkörnigen“, mehr rötlichen „Granitsand“ oder *bathah*, der sich aber nur auf die Granitgegend, d. h. die südöstlichen Randgebiete, beschränken dürfte. EUTING erzählt weiter: „Wenn man, aus dem Hamād im Norden Arabiens kommend, dem Nefūd sich nähert, so stellt sich derselbe an Lichtwirkung vollständig wie ein Schneefeld (!) dar: hellweiß mit schwachem Schimmer von lichtgelb oder zartrosa.“

Soweit EUTING. Es scheint also danach, als ob roter Sand auch im Nefūd überhaupt gar nicht zur Regel, sondern höchstens zur Ausnahme gehört, und daß dann seine Farbe sich leicht aus der Beschaffenheit des meist roten Untergrundes erklärt. Die zuweilen auf unseren Atlanten sich findende Bezeichnung „Rote Sandwüste“ entspricht hier eben- sowenig den tatsächlichen Verhältnissen wie die Worte Kyzyl (= rot) Kum (= Sand) in Transkaspien, wo selbst nach WALTHER gelber, nicht roter Sand herrscht. Im übrigen hoffe ich auf der noch für diesen Winter von der Türkischen Regierung auf meine Anregung hin in Aussicht genommenen Forschungs- expedition nach Westarabien Gelegenheit zu finden, auch selbst Teile der Nefūdwüste noch einmal kennen zu lernen und zu studieren.

Ein weiteres Beispiel von rotem Dünensand, das WALTHER anführt, bezieht sich auf den Tinevelly-Distrikt an der Koromandel-Küste. Auch hier soll die bald hell-

¹) EUTING: Über seine Reise in Inner-Arabien. Verh. d. Ges. f. Erdk. Berlin 1883, XIII, S. 265.

rote, bald dunkel karminrote Farbe des Sandes durch einen dünnen Überzug von Eisenoxyd auf der Oberfläche der Quarzkörner bedingt sein. Aber gehört denn überhaupt die Koromandelküste im SO von Vorderindien, fast an der Südspitze der Halbinsel, zum Wüstengürtel der Erde? Die vorderindische Halbinsel pflegt man sonst, abgesehen von der Wüste Tharr und dem Rann of Cutch im O des Indus den Tropen zuzurechnen. Das Klima des Tinevelly-Distrikts bezeichnet WALTHER als „sehr trocken“, aber im gleichen Satze gibt er die jährliche Regenmenge auf etwas weniger als 30 Zoll, also ca. 760 mm, an. Das entspräche also einer ganz erklecklichen Regenmenge, wie wir sie an sehr vielen Stellen Mitteleuropas, dann im subtropischen Klima der Mittelmeerländer, z. B. an dem Westabfall Palästinas, endlich im südlichen tropischen Teile Arabiens und im Sudan verzeichnen. Man darf also da allerhöchstens von einem subtropischen oder von einem Steppenklima sprechen, jedenfalls diese übrigens auch keineswegs abflußlose Gegend nicht als typisches Beispiel für Wüstenbildungen heranziehen. Im Gegenteil, diese roten Dünen zeigen uns erstens, daß auch mitten im Tropengürtel an relativ trockenen Plätzen Dünen vorkommen können, und zweitens, wie solche „tropischen Dünen“ dann aussehen, d. h. daß sie etwas anders, nämlich rötlicher gefärbt sind als die vorherrschend weißen des nördlichen Wüstengürtels.

In großer Verbreitung kennt man rote Sande nur in den Wüsten oder Steppen der Südhemisphäre, in der Kalahari und in Australien. In der Kalahari bildet roter Sand teils lange Wellenzüge, teils große Ausbreitungen an den Süd- und Ostseiten aller Berge. Wie der Löß ist der Sand nach PASSARGE teils äolischer, teils fluviatiler Entstehung, und seine ursprüngliche Ablagerung in Flußläufen fällt in die Zeit wesentlicher Zunahme der Niederschläge und des Wasserreichtums, die große Pluvialzeit, seine äolische Verbreitung über weite Flächen im speziellen in die trocknen Zwischenperioden des Pluvials, die Interpluvialzeiten.

Die rote Farbe des Kalaharisandes beruht auf der Oxydation des Eisens an der Luft in der Sonne durch Sauerstoffaufnahme unter Beteiligung aufwühlender Bodentiere und wie ich vermuten möchte, wohl auch des Taus und der Niederschläge. Die Rotfärbung reicht nach PASSARGE wie die Tätigkeit der Bodentiere „nur bis zu ca. 5 m Tiefe herab“. „Der rote Sand geht so überall in einer Tiefe von mehreren Metern in weißen über, der kalkhaltig ist und dem weißen Flußsand des heutigen Sumpfgebietes auffallend ähnelt.“ Der

rote Kalaharisand ist demnach nichts anderes als nachträglich geröteter Flußsand und beschränkt sich auf eine relativ schwache Oberflächenzone des letzteren. In der Umgebung aller stehenden Wasser verliert auch der rote Sand allemal seine Farbe und wird weiß.

In der Kalahariwüste oder -Steppe kann also heutzutage keine Aufschüttung so mächtiger roter Sandmassen, geschweige denn fester Sandsteine vor sich gehen, wie sie unser Buntsandstein zeigt.

Über die roten Sande der Australischen Wüste liegen keine so ausführlichen Nachrichten vor, doch läßt sich annehmen, daß dort ähnliche Verhältnisse herrschen wie in der Kalahari.

Aus der Wüste Gobi kann man die mächtigen tertiären roten Hanhai-Ablagerungen (von Konglomeraten, Sandsteinen, Tonen und Gips) zum Vergleich mit der Buntsandsteinformation heranziehen. Das Klima, unter dem ich sie entstanden denke, war wohl ein ähnliches wie während der Buntsandsteinzeit, nämlich ein wechselndes, wenn auch vorherrschend feuchtes, nur teilweise trockenes. Die Ablagerungen waren augenscheinlich nicht marin, sondern kontinental, d. h. sie fanden in einem außerordentlich großen Süßwassersee statt¹⁾. Nach LOCZY²⁾ begann die Wüsten-denudation in der Wüste Gobi erst nach der Verdunstung der vorglazialen Seen. Rezente rote Dünen-sande scheinen übrigens, soweit ich unterrichtet bin, der heutigen Wüste Gobi zu fehlen.

Wir kehren zum Buntsandstein zurück. Der durchgehende Eisenoxyd-gehalt seiner Schichten weist auf tiefgehende lateritische Zersetzung der damaligen Gebirge Deutschlands hin, ähnlich derjenigen in den Tropen von Südamerika, Afrika und Indien, einschließlich der oben erwähnten Koromandelküste oder derjenigen in den südlichen Alleghanies³⁾. „Solche roten Meeresabsätze, die dem Laterit ihre Entstehung verdanken, bilden sich z. T. heute noch an der Ostküste Vorderindiens und Südamerikas, an letzterer vom Kap St. Roque bis nach Bahia. Hier ist in einer Strecke, in welcher die von Norden kommende Strömung den aus dem Lande kommenden Laterit verteilen kann, der Kontinentalschlamm rot gefärbt“⁴⁾.

¹⁾ SUESS: Antlitz d. Erde III, 1, S. 76.

²⁾ LOCZY: Wiss. Erg. d. Reise d. Grafen SCZÉCHENYI in Ostasien, S. 821.

³⁾ PHILIPP: Lethaea geognostica II, Mesoz., 1 pi Trias, S. 31.

⁴⁾ HAAS, H. J.: Über den Zusammenhang gewisser mariner, ins-

Der Buntsandstein ist im wesentlichen in seichtem Wasser abgesetzt. Den Flüssen fällt dabei eine bedeutende, aber nur bei gewissen Ablagerungen wie den Konglomeraten vorwiegende Rolle zu. Ob das Becken, in welches sich diese Flüsse ergossen, von vornherein mit dem Ozean in Verbindung stand oder wie bei den Hanhai- oder Gobi-Ablagerungen einen riesigen Binnensee darstellte, der sich vergrößerte und vertiefte, bis er erst zur Zeit des Röths zum Meeresglied wurde, das ist eine andere Frage, auf die ich hier nicht weiter eingehen will, da es mir zunächst nur auf die Klimafrage und die Betonung der wässerigen, nicht äolischen Entstehungsart ankam.

Wenn gewisse Sandlagen des Mittleren Buntsandsteins sich ärmer an Bindemittel und geschichtetem Glimmer zeigen, so brauchen sie deswegen noch lange nicht rein äolischer Entstehung zu sein. Denn auch von den muschelreichen Schichten des *Gervillia Murchisoni*-Horizontes, über dessen Bildung im Wasser doch kein Zweifel bleibt, betont grade WALTHER die Tonarmut, die Seltenheit von Glimmer und die poröse löcherige Beschaffenheit des Sandsteins.

Das tonige Bindemittel des Buntsandsteins ist oft reiner Kaolin, der sich auch zuweilen zu kleinen Kaolinlagern anreichert, deren Entstehung durch ausblasenden Wind unter trockenem Wüstenklima wohl geradezu unmöglich scheint. Man führe mir ein Beispiel von Kaolin aus rezenten echten Wüsten an, desgleichen ein solches von Rogensteinbildung! Die Hypothese WALTHERS von der Herbeischaffung der Rogensteine aus der Ferne durch den Wind trägt auf den ersten Blick den Stempel des Gesuchten. Ebenso auch die kühne Annahme von E. FRAAS¹⁾, daß sie im unteren Buntsandstein sich nur auf sekundärer Lagerstätte befänden und den Relikten des Zechsteinmeeres entstammten. In letzterem Falle müßten sie auch aus der Zechsteinformation schon bekannt geworden sein. Der von WALTHER herangezogene Vergleich der z. T. dicken Rogensteinkugeln mit den winzigen leichten, an die Sinaiküste (und übrigens ebenso häufig an der nordägyptischen Mittelmeerküste westlich Alexandria) verschleppten rezenten Oolithkörnern des Suezgolfs hat doch seine Bedenken. Jedenfalls wäre dann auch in der Buntsandsteinzeit das Ufer des

besondere der tertiären Bildungen, sowie d. erratisch. Ablag. Norddeutschlands und seiner angrenzenden Gebiete mit d. säkularen Verwitterung des skandinavisch. Festlandes. Mitt. a. d. Mineral. Instit. d. Univ. Kiel 1892.

¹⁾ E. FRAAS: a. a. O. S. 21.

Meeres sehr nahe benachbart gewesen. LINCK¹⁾, dem wir die neusten gründlichen Untersuchungen über die Entstehung der Oolithe und Rogensteine verdanken, vertritt die Überzeugung, daß die Rogensteine nur marin sein können. Die in süßen Gewässern des Festlandes oft entstehenden Pisolithe oder Erbsensteine, wie ich sie z. B. von verschiedenen Punkten des Niltaldiluviums und Syriens kenne, haben mehr Kalktuffcharakter und unterscheiden sich immer wesentlich von den Rogensteinen des Buntsandsteins.

Ich eile zum Schluß. Die Erklärung der gesamten Buntsandsteinabteilung als Wüstengebilde würde noch einigermaßen sich rechtfertigen lassen, wenn wir die angeblich aus Flugsanddünen hervorgegangenen mächtigen Sandsteine nur in der Peripherie, die Röthschichten als Absätze der Ton-, Lehm- oder Salzwüste nur im Zentrum des großen Binnenbeckens fänden, kurz, wenn beide als verschiedene Facies der gleichen großen Wüste in horizontaler Richtung ungleich nebeneinander verteilt wären. Das Gegenteil ist der Fall. Der gipsführende Röthmergel hat überall, wo er vorkommt, die mächtige Buntsandsteinstufe zur Unterlage. Das weist auf zeitliche Aufeinanderfolge und meiner Meinung nach einen Klimawechsel hin. Das Klima unterlag während der Trias wie während des Perms (des Tertiärs z. T.) und des Diluviums einem mehrfachen Wechsel, aber nicht allein, wie PHILIPPI²⁾ betont, im Raum, sondern ebenso und noch mehr in der Zeit.

So möchte ich für die Perioden des Rotliegenden, des Hauptbuntsandsteins, teilweise des Oberen Buntsandsteins (des letzteren nur im gebirgigen westlichen und südlichen Deutschland, soweit der Voltziensandstein verbreitet ist) und vielleicht auch des Schilfsandsteins niederschlagsreiches, dagegen für die Perioden des Mittleren und Oberen Zechsteins, des Röths im nordöstlichen Deutschland, Mittleren Muschelkalks und vielleicht auch des Mittleren oder Bunten Keupers (mit einigen Einschränkungen) trockenes Steppenklima annehmen. Letzteres erreichte namentlich gegen Anfang des Oberen Zechsteins seinen Höhepunkt in bezug auf Trockenheit und kam da einem Wüstenklima fast gleich; die eigentliche Buntsandsteinzeit

¹⁾ LINCK: Die Bildung der Oolithe und Rogensteine, N. Jahrb. Min., Beil.-Bd. XVI, S. 495.

²⁾ Lethaea geognost. II. Mesozoicum, I. Trias.

brachte dann wieder allmählich namentlich während des Hauptbuntsandsteins erhöhte Niederschläge, lateritische Zersetzung der inzwischen während der Zechsteinzeit angesammelten Schuttmassen der Gebirge und eine große Transgression, die, abgesehen von kleineren Schwankungen zur Zeit der fluviatilen Konglomeratbildungen erst zu Beginn oder während des Oberen Buntsandsteins gleichzeitig mit einer Vertiefung des Beckens ihr Ende erreichte.

In der Erörterung sprechen die Herren LOTZ, GRUPE, ZIMMERMANN und der Vortragende.

Im Anschluß an den Vortrag des Herrn BLANCKENHORN macht Herr O. GRUPE einige Bemerkungen über die Rogenstein- und Kalksandsteinbildung des Unteren Buntsandsteins: das mehr oder minder häufige Auftreten von Rogensteinbänken im Unteren Buntsandstein am Harzrande ist ja allgemein bekannt; weniger bekannt dürfte es aber sein, daß weiterhin im westlichen hannoverschen und braunschweigischen Gebiete fast der ganze, 300—350 m mächtige Untere Buntsandstein — abgesehen vom Bröckelschiefer — aus einer Wechsellagerung von Tonen und Kalksandsteinen besteht, die unter dem Mikroskop zum großen Teil eine feinoolithische Struktur erkennen lassen und an der Tagesoberfläche durch Auslaugung der Kalkkörnchen und Überführung der Karbonate des Eisens und Mangans in Hydroxyde bzw. Oxyde zu feinporösen, bräunlich und gelblich gefleckten Sandsteinen verwittern. Solche feinoolithischen Kalksandsteine bilden das charakteristische Gestein des hannoverschen und braunschweigischen Unteren Buntsandsteins und treten in gleicher Weise zusammen mit ihren grobkörnigen Varietäten, den eigentlichen Rogensteinen, auch am Harzrande auf. Eine so mächtige und ausgedehnte Kalksandstein- bzw. Rogensteinbildung läßt sich aber m. E. in ungezwungener Weise nur als aquatische Ablagerung deuten.

Herr E. ZIMMERMANN bemerkte zu dem Vortrag von Herrn BLANCKENHORN das folgende:

Dem Redner wie auch Herrn LOTZ muß man dankbar sein für ihre Schilderungen der Wüste nach eignen Erfahrungen, die zu machen den meisten der Zuhörer ja versagt ist. Immerhin können diese sich aber aus den Schilderungen auch anderer Beobachter ein Bild zu machen suchen, und danach will mir scheinen, als ob die Mannigfaltigkeit der gegenwärtigen Wüsten doch viel größer ist, als es die Vorredner dargestellt haben,

und daß man für die Buntsandsteinwüste wohl auch noch gegenwärtig Analoga finden könnte.

Herr BLANCKENHORN sieht also im Unteren und Mittleren Buntsandstein wesentlich eine Strand- und Delta-Bildung, und zwar eine marine. Ich kann augenblicklich nur auf einige seiner Beweise eingehen.

Herr BLANCKENHORN selbst hat als marine Fossilien nur *Gervillia Murchisoni*, *Aucella Fritschii* und *Turbonilla Weissenbachii*¹⁾ angegeben; aber deren generisch richtige Bestimmung ist durchaus nicht zweifellos, und auch wenn sie es wäre, ist sie doch kein vollgültiger Beweis gegenüber der Tatsache, daß die Fauna der marinen Strandbildungen gerade gern durch Mannigfaltigkeit und Größe sich auszeichnet, während die genannten drei durch ihre Kleinheit auffällig sind. Diese letzteren dürften vielmehr euryhaline Tiere gewesen sein, die sich in jedem salzigen Gewässer, selbst in stark salzigem Binnengewässer, mochten entwickeln können.

Die übrige von BLANCKENHORN angegebene Lebewelt besteht aus Fischen und Sauriern, für deren Lebensmedium er doch wohl selbst nicht unbedingt das Meereswasser ansehen wird, und aus höheren Landpflanzen (Nadelhölzern, Cycadeen, Farnen). Seiner pathetischen Frage: „Wer hat schon je einen Farn in der Wüste wachsen sehen?“ kann man nicht nur die andere viel berechtigtere entgegenhalten: „Wer hat einen solchen im Meere wachsen sehen?“, sondern man kann auch darauf hinweisen, daß die Buntsandsteinfarne, mindestens manche von ihnen, recht derbe lederartige Blätter gehabt zu haben scheinen, die sie zum Ertragen der Trockenheit befähigt haben könnten. Aber ich kann auch zur direkten Widerlegung BLANCKENHORNS unter anderem folgenden Satz aus ENGLER-PRANTLS „Pflanzenfamilien“ (I. Teil, IV. Abt., S. 77), wo ein ganzer Abschnitt dem „Xerotropismus“ der Farne gewidmet ist, anführen: „SCHIMPER berichtet über unzweifelhafte Fälle solcher Art, so z. B. von kleinen *Lepicystis*-Arten, insbesondere *L. incana*,

¹⁾ BLANCKENHORN erwähnte auch, daß „eine *Myophoria costata*“ angegeben werde. Wenn es sich bei dieser nicht mindestens um Grenzbildungen zum Röt, sondern wirklich um ein tieferes Niveau handeln sollte, so kann man auch da wohl sagen: Eine Schwalbe macht noch keinen Sommer. Von größerer Wichtigkeit würde ein einer kleinen *Serpula* ähnliches, eine ganze Schicht dicht erfüllendes Fossil unterhalb des Chirotheriumsandes sein, das ich bei einer Tiefbohrung von Sperenberg gefunden habe, wenn sich diese Bestimmung bei näherer Untersuchung als richtig erweisen sollte.

welche auf Trinidad an den Baumstämmen der Alleen sehr verbreitet ist, aber unter den glühenden Strahlen der Äquatorialsonne vollständig zusammenschrumpft und in diesem Zustande mehrere Wochen lange, ganz regenlose Perioden unbeschadet überdauert, um bei Regenwetter alsbald ihre Segmente wieder flach auszubreiten.“ Ebenda wird noch über eine ganze Reihe anderer Farne, besonders *Notholaena*-Arten (aus Südaustralien, Valdivia usw.), mit ähnlichen Eigenschaften berichtet. Ich führte außerdem als Beispiel die Familie der den Farnen verwandten Selaginellen an, die nach ENGLER-PRANTL größtenteils sogar ombrophil (regenfreundlich) sind, von denen aber unter anderem *S. lepidophylla* in der Mexikanischen Wüste „jahrelang als zusammengerollter Knäuel ein latentes Leben bewahrt und durch Aufnahme von 50 Proz. ihres Gewichtes Wasser wieder zu aktiver Lebenstätigkeit befähigt wird“.

Aber ganz davon abgesehen, ist festzustellen, daß die Pflanzen des Buntsandsteins zumeist in der Form von Häcksel vorkommen, also eingeschwemmt sind, und damit keine bestimmte Beweiskraft, weder nach der einen noch nach anderer Richtung, besitzen.

BLANCKENHORN legte ferner den „Schwerpunkt seiner Ausführungen“ auf die rote Farbe des Buntsandsteins. Demgegenüber ist festzustellen, daß es auch große Gebiete und zahlreiche Schichten gibt, wo der Buntsandstein von Anfang an (nicht erst durch Entfärbung) weiß bzw. gelblich gefärbt ist, und daß dazu gerade auch jene Schicht gehört, aus der ich von Saalfeld die Sandschliff-„Dreikanter“ bekannt gemacht habe. Im übrigen sind aber bei der „Rotfärbung“ der Gesteine verschiedene Nuancen zu unterscheiden, und gerade die beim Buntsandstein vorkommenden Töne möchte ich, soweit ich Proben von Laterit gesehen oder darüber gelesen habe, nicht mit BLANCKENHORN, wenn ich ihn recht verstanden habe, auf Laterit zurückführen, zumal auch nirgends die mit Laterit so gern verbundenen schlackigen Eisenerzknollen im Buntsandstein oder in seinem Umrandungsgebiet nachgewiesen sind. Ich vermute vielmehr, daß hier und in vielen anderen Fällen Rotfärbung und ursprüngliches Vorhandensein von gewissen Salzen in ursächlichem Zusammenhange stehen.

Ich möchte aber in bezug auf die Färbung des Buntsandsteins auf eine andere, noch wenig beachtete und nicht gerade für BLANCKENHORN sprechende Eigentümlichkeit aufmerksam machen, nämlich darauf, daß in ihm solche Schichten, welche eine von Humussubstanzen bestimmte oder beeinflusste

graue oder schwarze Färbung haben, zu den Seltenheiten gehören. Ich kenne solche im oberen Drittel des Mittelsandsteins bei Letten- und Sandsteinschichten, in denen auch große Pflanzenreste häufig sind, von Rüdersdorf, Sperenberg und aus dem Felde Moltkeshall bei Magdeburg, vor allem aber an den Rogensteinbänken: diese sind selbst gewöhnlich grau bis blaugrau gefärbt und ihre eine (obere) Schichtfläche ist häufig merkwürdig runzelig-höckerig und mit einer ganz schwarzen Haut überzogen, an der die sonst meist rote Farbe der auflagernden Letten zu Grün desoxydiert ist, und in ihnen treten nicht selten auch stylolithen- oder „drucksuturen“artige zackige Flächen auf, die mit eben solcher organisch-schwarzer Haut belegt sind.

BLANCKENHORN nannte ferner gerade den Chirotherien-sandstein eine „typische Strand- (soll wohl heißen: Meeresstrand-) Bildung“. Dieser zeichnet sich aber durch den mannigfachen Wechsel seines Bindemittels und darunter durch die Häufigkeit des (in Tiefbohrungen nachgewiesenen) Gipsbindemittels aus (an der Erdoberfläche treten die betreffenden Partien als loser Sand in die Erscheinung); ebenso besitzen besonders die Rogensteine im Unteren Buntsandstein häufig ein Gips-spatbindemittel³⁾. Solches dürfte an einem BLANCKENHORNschen „Strande“ aber schwieriger zu erklären sein als in einem kontinentalen Becken mit Wüstenklima.

Weiterhin scheint sich BLANCKENHORN eine Wüste nicht ohne Zeugen- und Inselberge vorstellen zu können; ich erinnere mich aber nicht, solche z. B. aus der Wüste Taklamakan oder aus den aralokaspischen Wüstengebieten angegeben gefunden zu haben.

Endlich muß ich auch immer von neuem die Wichtigkeit der im Buntsandstein, natürlich nur in den tonigen Schichten, in der größten Häufigkeit sich wiederholenden Trockenrisse, bzw. Netzleisten, betonen, die gerade in dieser Wiederholung nur in einem Wüstenbecken auf einfache Weise verständlich sind. Es sei nebenbei hervorgehoben, daß da, wo im deutschen

³⁾ In diesem bisher anscheinend nur wenig bekannten und wohl ebenfalls nur an Tiefbohrkernen zu beobachtenden Falle erweist sich das Gestein als ein großkörniges Aggregat von Gips-spatindividuen, deren jedes, durch einheitliche Spaltbarkeit kenntlich, bis über walnuß-groß sein kann und so dicht (oder mindestens fast so dicht), als nur möglich, von Rogenkörnern erfüllt ist, derart, daß diese die weitaus überwiegende Masse des Gesteins bilden. Die großen glänzenden Gips-spatflächen mit ihren zahlreichen dunkeln, nicht glänzenden Punkten oder Fleckchen gleichen dann in hohem Maße denen des bekannten Schillerspats von der Baste.

Buntsandsteingebiet Rogenstein ausgebildet ist, auch dieser, und zwar sowohl fein- wie selbst recht grobkörniger, Trockenrisse im unterlagernden Letten ausfüllen kann.

Darauf wurde die Sitzung geschlossen.

v. w. o.

RAUFF. P. G. KRAUSE. KÜHN.

Geschäftliche Mitteilung.

In der Vorstands- und Beiratssitzung vom 11. August 1907 zu Basel (vgl. Bd. 59, Monatsber. 1907, S. 196/7) wurde der Vorstand beauftragt, Vorschläge zu Satzungsänderungen auszuarbeiten, sie dem Beiräte noch im Laufe des Jahres zu unterbreiten und in einer gemeinsamen Sitzung mit diesem zu besprechen. Die Änderungen sollten vornehmlich betreffen:

1. Die Bildung von örtlichen Verbänden innerhalb der Gesellschaft. Zur Beurteilung dieser Neuerung sollte der Vorsitzende eine kartographische Übersicht über die heutige Verteilung der Mitglieder anfertigen lassen.

2. Eine vom Beiräte aufzustellende Vorschlagsliste für die Vorstandswahl.

3. Die Vergrößerung des Beirats.

Diesem Auftrage ist der Vorstand nachgekommen und hat am 28. Dezember 1907 zusammen mit dem Beiräte eine Sitzung in Berlin abgehalten, deren Ergebnis in dem nachstehenden Protokollauszuge enthalten ist.

Zu dieser Sitzung war von Herrn STEINMANN noch folgender Antrag eingegangen:

4. „Zusatz zu § 20 der Satzungen: Von den Mitgliedern des Vorstandes können der Vorsitzende oder ein stellvertretender Vorsitzender und ein Schriftführer auch außerhalb Berlins wohnen.“

Auszug aus dem Protokoll der Vorstands- und
Beirats-Sitzung vom 28. Dezember 1907.

Anwesend: Sämtliche Vorstandsmitglieder und vom Beirate die Herren KALKOWSKY und ROTHPLETZ. Die andern Beiratsmitglieder hatten ihre Behinderung angezeigt.

Zu Punkt 1. Gegen die Einrichtung von Gauverbänden sprach sich nur Herr KALKOWSKY aus. Die vom Vorstande vorgeschlagene Mindestzahl von 30 Mitgliedern, die zur Bildung eines Gauverbandes erforderlich sein soll, wurde auf 20 herabgesetzt.

Der erste Teil des Antrages WAHNSCHAFTE und Genossen (Domo d'Ossola, 20. Aug. 1907) wird nunmehr als erledigt betrachtet.

Zu Punkt 2. Der Anregung ist bereits bei der letzten Vorstandswahl Folge gegeben worden.

Zu Punkt 3. Der Vorstand schlug vor, die Zahl der zu wählenden Beiratsmitglieder von 6 auf 15 zu erhöhen, von denen mindestens 10 außerhalb Berlins wohnen müssen. Außerdem sollen die Vorsitzenden der Gauverbände dem Beirate angehören. Bei der Beratung wurden verschiedene Abänderungsanträge gestellt; schließlich fand derjenige Antrag, nach dem der Beirat aus 9 gewählten Mitgliedern und den Vorsitzenden der Gauverbände bestehen soll, die Mehrheit.

Zu Punkt 4. Der Antrag STEINMANN wurde von Herrn ROTHPLETZ unterstützt, während sich Herr SAUER brieflich dagegen ausgesprochen hatte. Bei der Abstimmung stimmten nur die Herren ROTHPLETZ und SCHEIBE dafür, alle andern dagegen.

Außer den vorstehenden wurden noch andere unwesentlichere Satzungsänderungen, die der Vorstand für zweckmäßig hält, zur Beratung gestellt. und es wurde bestimmt, alle auf Grund der heutigen Sitzung erforderlichen Änderungen vom Vorstande formulieren und der nächsten Hauptversammlung zur Beschlußfassung vorlegen zu lassen.

Ferner wurde der zweite Teil des Antrages WAHNSCHAFTE von Domo d'Ossola, mit folgender Resolution für die Geschäftsordnung beantwortet: „Die Zulassung zu den Exkursionen ist Sache des jeweiligen Geschäftsführers im Einverständnis mit den Exkursionsleitern. Nichtmitglieder dürfen nur ausnahmsweise mitgenommen werden.“

Briefliche Mitteilungen.

26. Über *Haenleinia* nov. subgen.

Von Herrn JOH. BÖHM.

Berlin, den 9. Dezember 1907.

In meinem Vortrage „Über *Inoceramus Cripsi* MANT.“ habe ich *Inoceramus flexuosus* v. HAENL.¹⁾ zur Gattung *Endocostea* WHITF. gestellt. Weitere Untersuchungen haben mich jedoch überzeugt, daß diese Art mit der von GOLDFUSS: Petrefacta Germaniae II, Taf. 112, Fig. 4c als *Inoc. Cripsi* abgebildeten, nunmehr als *cymba* nov. sp. zu führenden Art und mit *Inoc. Cumminsi* CRAGIN eine eigene Formengruppe bildet, für die ich den Namen *Haenleinia* als Untergattung von *Endocostea* WHITF. in Vorschlag bringe.

27. Zur Frage der Ausdehnung von Silikaten beim Erstarren.

Von Herrn ALEXANDER FLEISCHER.

Breslau, den 4. November 1907.

In dem Monatsbericht d. D. geologischen Gesellschaft Nr 8/9, 1907 befindet sich ein Angriff des Herrn Professor C. DÖLTER auf Mitteilungen eines Herrn SCHREIBER über die Ausdehnung von Silikaten beim Erstarren. Ich muß annehmen, daß diese Polemik sich auf meine Arbeit vom 13. März d. J.²⁾ bezieht, und nur der Name des Verfassers verwechselt ist.

¹⁾ Vgl. d. Zeit.-chr. 59, Monatsber. Nr 4, S. 113.

²⁾ Diese Zeitschr. 59, Monatsber. Nr 4, 1907. S. 122.

Ich bemerke zunächst, daß die Arbeit von THAMANN, „Kristallisieren und Schmelzen“ am Resultat meiner Arbeiten nichts ändern kann und ich auf die Arbeit des Physikers BARUS später eingehen werde. Ich bemerke weiter nur, daß die Fachmänner bezüglich der Ausdehnung von Silikaten beim Erstarren durchaus nicht einig sind. Ich habe ferner keineswegs übersehen — wie DÖLTER annimmt — daß im Magma Gase enthalten sind; ich habe in meinem Bericht¹⁾ ausdrücklich die Beseitigung der Gase als erste Arbeit für notwendig erachtet. Anlangend die Behauptung DÖLTERS²⁾, es könne die Ausdehnung des Silikats beim Erstarren unmöglich so groß sein, daß dadurch gewaltige Explosionen entstehen, muß ich darauf hinweisen, daß ich nur bemerkt habe, die STÜBELsche Annahme — „die vulkanische Kraft sei die Folge der Ausdehnung des Magma beim Erstarren“ — ist allein imstande, gewisse geräuschlose Hebungen und Lavaergüsse zu erklären. Daß derartige Vorgänge unter sehr hohem Druck vielfach stattgefunden haben müssen, bedarf an dieser Stelle wohl keiner Erläuterung.

Ich übergehe die Behauptung DÖLTERS³⁾, daß zahlreiche Bestimmungen über die Ausdehnung beim Schmelzen vorliegen, und bemerke hinsichtlich des Physikers BARUS, daß mir ein Original seiner Veröffentlichung vorgelegen hat. Dieser Forscher hat gefunden, daß der Diabas bei 400° elektrisch leitend wird, und hat dies benutzt, die Ausdehnung desselben beim Erhitzen zu bestimmen. Die Erhitzung hat in einem senkrechten Tonrohr stattgefunden, was der Beobachtung der Schmelzvorgänge nicht förderlich sein konnte. Die elektrische Leitung hat indes gezeigt, daß die Ausdehnung bis zum ungefähren Schmelzpunkt sehr gleichmäßig stattfand, dann aber plötzlich sehr bedeutend wurde, und es läßt sich dies nur auf eine durch Gasentwicklung bedingte starke Blasenbildung zurückführen, wie ich dieselbe beim ersten Schmelzen von Basalt stets beobachtete. Die erzielte Schmelze war auch nicht eine gemengt kristallinische Felsart, sondern eine kompakte schwarze Obsidianmasse, welche Gasblasen enthielt. Die Vergleichung des spez. Gew. dieser Masse mit dem des natürlichen Minerals kann daher gar keinen Wert haben.

Wenn DÖLTER sagt⁴⁾, es hätte bei Schwimmversuchen der Basalt nicht in seine eigene Schmelze gelegt werden sollen,

¹⁾ a. a. O. S. 126, Abs. 2.

²⁾ Diese Zeitschr. 59, Monatsber. Nr 8.9, 1907, S. 217. Abs. 1.

³⁾ a. a. O. S. 217, Abs. 3.

⁴⁾ a. a. O. S. 217.

so kann ich es nur für allein richtig halten, daß Schmelze und Schwimmstück von genau gleichem Material verwendet werden. Es ist nur erforderlich, daß das Schwimmstück, wie ich dies getan habe, bis zur dunklen Rotglut auf der unteren Seite vorgewärmt und dann die ganze Masse noch 20—30, sogar bis 40 Minuten bei bedecktem Tiegel in ungeschwächter Hitze erhalten werde. Die gegenteilige Behauptung DÖLTERS beruht eben darauf, daß er derartige Vorsichtsmaßregeln nicht angewendet hat. Ich bemerke noch, daß ich zwei Schwimmstücke besitze, deren Einsinken in die Schmelze ungefähr einer Gewichts Differenz von 3⁰/₁₀ entspricht; ein drittes Schwimmstück war schräg und in der Nähe der Wandung gefallen, so daß das Einsinken schlecht zu beurteilen war. Es muß dabei noch berücksichtigt werden, daß die Schwimmstücke natürlich im Innern nicht geschmolzen waren, also eine etwas niedrigere Temperatur hatten als die Schmelze.

Bezüglich der Erörterung DÖLTERS, daß die Ofengase stets den Tiegel durchdringen, bemerke ich, daß sich ein solches Eindringen von Gasen beim Abheben des Tiegeldeckels nur bei Graphittiegeln mit und ohne Tonmantel durch aufspringende Flämmchen bemerkbar machte. Bei meinen maßgebenden Versuchen ist dies indes nicht vorgekommen, weil ich ganz dichte englische Tiegel nur zur ersten Schmelze benützte, und die Ofengase natürlich dem scharfen Zuge der Esse gefolgt sind, anstatt sich durch einen ganz engen mit dem schweren Basalt gefüllten Riß zu drängen. Zu den weiteren Schmelzen wurden Porzellantiegel benützt, und daß diese Ofengase nicht durchlassen, braucht nicht erst erwähnt zu werden.

Bezüglich der Bedenken, welche DÖLTER hinsichtlich einer vermeintlich gesinterten Basaltkruste hegt¹⁾, die auf der Schmelze schwamm, liegt seinerseits ein Irrtum vor. Die Stücke, welche die Kruste bildeten, waren durchaus blasenfrei, nur äußerlich geschmolzen und deshalb gegenseitig gewissermaßen aneinander geklebt.

Das von DÖLTER¹⁾ bemängelte Rühren der Schmelze mit einem Eisenstab verändert den Eisengehalt nicht im mindesten, weil der Stab sich sofort mit einer Kruste von Basalt überzieht, die mit dem Stabe herausgezogen wird. Daß meine Tiegel jemals durchgeschmolzen wären, wie dies DÖLTER²⁾ vermutet, ist mir nicht begegnet.

¹⁾ a. a. O. S. 219, Abs. 2.

²⁾ a. a. O. S. 219, Abs. 3.

Ich gestehe schließlich gern zu, daß mein mehrfach geschmolzener Basalt nicht identisch ist mit dem natürlichen, da ersterer etwas mehr oxydiert und gasfrei ist. Die Struktur ist in beiden bei der Betrachtung mit der Lupe dieselbe gemengt kristallinische. Es kommt aber darauf gar nicht an. Hauptsache ist, nachzuweisen, daß ein Silikat tatsächlich auf demselben genau identischen, geschmolzenen Material schwimmt, und dies habe ich wohl zweifellos erreicht.

DÖLTER sagt weiter unter dem Strich als Randbemerkung¹⁾, Schmelzversuche mit Gläsern seien belanglos, da sie beim Erhitzen wie beim Erstarren keine plötzliche Volumenänderung erleiden. Er scheint dabei zu übersehen, daß auch das Wasser sein Volumen von 4°—0° langsam vergrößert, und daß Flüssigkeiten wie Kristalllösungen nur dann plötzlich erstarren, wenn sie unter den Gefrierpunkt resp. Kristallisationspunkt vorsichtig abgekühlt werden.

Ich habe alle die vorstehenden Bemängelungen meines Gegners hauptsächlich deshalb widerlegt, weil vielleicht anderen Lesern ähnliche Bedenken aufsteigen könnten.

Gegenüber Herrn Prof. Dr. DÖLTER hätte ich die Widerlegung viel kürzer machen können. Dieser Herr sagt²⁾ sehr zutreffend: „Wenn die Ansicht von der Ausdehnung der Silikatschmelze beim Erstarren richtig wäre, so wäre zu erwarten, daß die Tiegel zertrümmert würden.“

Wenn also die Tiegel beim Erkalten der geschmolzenen Masse zertrümmert werden, dann ist damit die Ausdehnung erwiesen. Ich konstatiere mit Vergnügen, daß ich diese Ansicht vollständig teile. In meiner Arbeit vom 13. März d. J.³⁾ sage ich ausdrücklich: „Die Porzellantiegel bewährten sich ausgezeichnet und bekamen beim Erhitzen niemals Sprünge; dagegen zeigte sich nach dem langsamen Erkalten die Tiegelfwandung unmittelbar oberhalb des Schmelzgutes stets peripherisch, zuweilen in einem vollständigen Ring abgesprengt, wogegen der untere Teil der Wandung stets in kleine Scherben zertrümmert war.“

Ich erwähne nur noch, daß ich seinerzeit dem Vorstand der Deutschen geologischen Gesellschaft für meine von Herrn DÖLTER bemängelte Arbeit diverse Beweisstücke vorgelegt habe.

¹⁾ a. a. O. S. 218, 2 unten.

²⁾ a. a. O. S. 219, letzter Abs.

³⁾ a. a. O. S. 130.



Fig. 1. Der lange Berg von Warlin mit dem Eisenbahndurchstich von SW. aus.



Fig. 2. Kesseltal mit Teich im Äs, „der lange Berg“ von Warlin.

Zum Schluß möchte ich bemerken, daß die vorher erwähnte, beim Umrühren mit einem starken Eisendraht sofort an diesen sich ansetzende Schmelzmasse glasig erstarrte und einige feine Poren zeigte. Ich habe nachträglich das spez. Gew. dieser Masse ermittelt, und zwar mit 2,764 im Stück und 2,848 als Pulver, gegenüber 3,054 und 2,972, dem Gewicht der gemengt kristallinisch erstarrten Schmelze, wobei das kleinere Gewicht dem später erstarrten Material zukommt. Es zeigt dies wohl klar, daß es durchaus unzulässig ist, das spez. Gew. eines geschmolzenen gemengt kristallinen Gesteins aus dem Gewicht einer glasig und porig bzw. etwas glasig und blasig erstarrten Schmelze desselben abzuleiten, wie dies G. BISCHOF sowie BARUS und DÖLTER getan haben.

28. Der Warliner Wallberg.

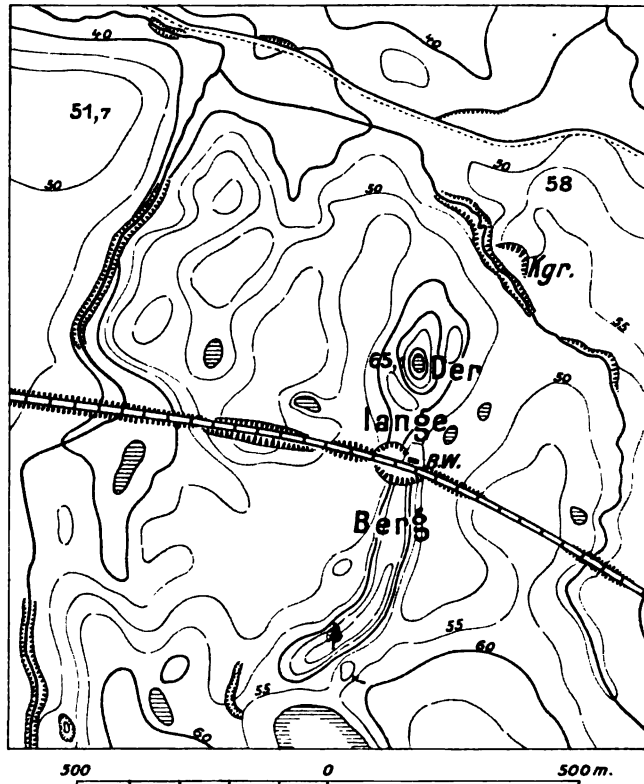
VON HERRN F. W. PAUL LEHMANN.

Mit 1 Textfigur und 1 Texttafel.

Auf einer Fahrt von Stettin nach Lübeck schrieb ich vor einiger Zeit am Fenster des Schnellzuges stehend beim Bahnwärterhäuschen 335, kurz vor Neubrandenburg, in mein Notizbuch: „Ein Ås?“ Das Fragezeichen kann ich heute streichen. Am 9. Oktober dieses Jahres besuchte ich die Stätte, welche auf der untenstehenden Skizze (nach einem vergrößerten Ausschnitt des Meßtischblattes Pragsdorf) im Maßstabe 1 : 15 000 dargestellt ist. Etwa 2 km vom Dorfe Warlin und dem Rande des Tales Neubrandenburg—Friedland liegt das Bahnwärterhaus an der Ostseite des Einschnittes, welcher den 860 m langen, durchschnittlich 15 m hohen Wallberg, dessen Böschungen Fallwinkel bis zu 30° aufweisen, in 2 ungleiche Stücke von 500 und 360 m Länge zerlegt. Fremdartig hebt sich das nur zur Viehweide dienende Gebilde ab von dem flachwelligen Ackerland der Umgebung, in dessen Vertiefungen kleine Tümpel und Brücher liegen zwischen 2 zum Tale bei Warlin eilenden Bächlein. Der Schienenstrang überschreitet die Bachtäler und die flachen Depressionen zu beiden

Seiten des Äs auf Dammschüttungen, zu denen der Durchstich durch den Wall und ein flacher Einschnitt westlich von ihm das Material geliefert haben.

Die erste photographische Aufnahme (Fig. 1 der Texttafel) erfolgte vom Fuße der westlichen Böschung, 250 m südlich der Bahnstrecke, zu welcher der entsprechend der Neigung des Ge-



Der Äs bei Warlin. Maßstab 1:15 000.

landes von 70 m ganz allmählich auf 66 m sich senkende Rücken mit 16 m hoher Rasenböschung abfällt. In den inneren Bau des südlichen Stückes erhält man nirgends Einblick, dort wo auf dem Kärtchen der hohe Baum verzeichnet ist, liegen bei einem Gebüsch einige Steine, und ein größerer Block schaut mit dem Rücken aus dem lehmigen Sand, an dessen Pflanzendecke sich noch Rotklee und Steinklee beteiligen. Nach Norden zu wird

der Boden bald leichter; etwa in der Mitte des Walles bildet das Schilfgras (*Calamagrostis epigeios*) ein kleines Gebüsch, und der Katzenklee (*Trifolium arvense*) tritt überall an die Stelle seiner anspruchsvolleren Verwandten.

Jenseit der Bahn zeigt die Grube unter dem Steilhang Grant und Geröll, ebenso erkennt man am unbewachsenen Querschnitt durch den Wallberg zwischen Abrutschungen und Überschlämmung undeutlich Schichten von Sand und Grant.

Geht man auf der nördlichen Seite ein Stück weiter, so steht man plötzlich am Rande eines 200 m langen, 120 m breiten, etwa 15 m tiefen Kessels, den ein 60—65 m hoher Ringwall umfängt. In der Tiefe des Kessels schimmert ein kleiner Teich, an dessen Rande eine abgestorbene Hainbuche und eine Stieleiche stehen (Fig. 2 der Texttafel), die in Brusthöhe $1\frac{1}{4}$ m Umfang hat. Niedriges Heidekraut und Gras umkleiden die Wandungen. Der Ringwall besteht, wie die vielen Maulwurfshaufen offenbaren, in der Oberfläche aus feinem Sande, eine Schürfung lieferte einen kleinen Stein, die unteren Abhänge des Außenrandes bestehen aus lehmigem Sand.

Vertiefungen im Rücken der Äsar sind ja als Äsgruben bekannt und als Reste ursprünglich der Ablagerung einverleibter Eisblöcke befriedigend erklärt, der idyllische Talkessel im Warliner Wallberge hat schwerlich einen höheren Rang, ist aber immerhin ein auch geologisch interessantes Naturdenkmal, das, weltentlegen trotz der in unmittelbarer Nähe vorüberbrausenden Züge, meines Wissens bisher unbeachtet geblieben ist.

29. Die Seebrücken des Warnowsees auf Wollin.

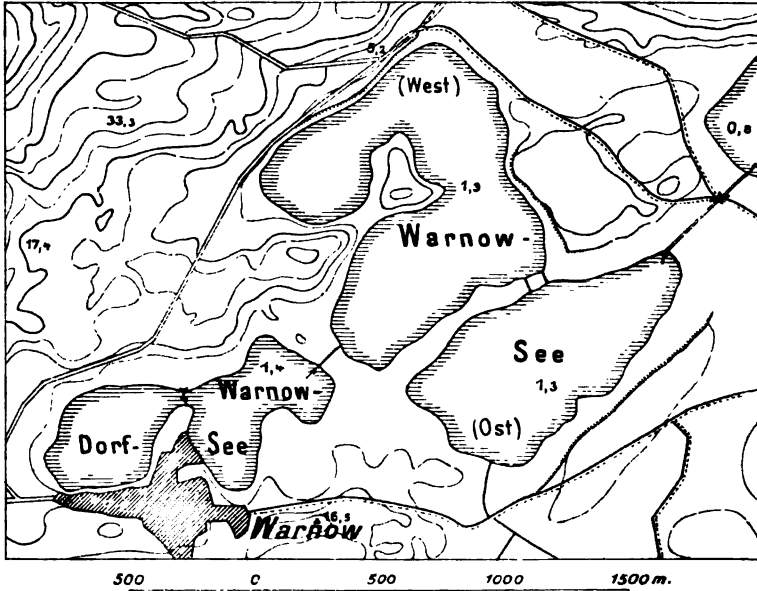
Von Herrn F. W. PAUL LEHMANN.

Mit 1 Textfigur.

Angeregt durch JENTZSCH' interessanten Aufsatz „Umgestaltende Vorgänge in Binnenseen“¹⁾ besuchte ich am 6. Oktober dieses Jahres die Umgegend von Warnow auf Wollin. Ich wollte das charakteristische Beispiel für die Gliederung einer Seefläche durch Ablagerungen kreisförmiger Driftströmungen näher in Augenschein nehmen.

¹⁾ Diese Zeitschr. 57, 1905, Monatsber.

Das verführerische Kartenbild (vergl. Textfigur) verlor von seinem Zauber, als ich mich überzeugte, daß die Halbinseln, welche in den Dorfsee und den Westsee hineinragen, diluvialen Ursprungs sind. Mooriges Sumpfgebilde, durch welches ein Kiesweg geschüttet und ein Graben gestochen ist, teilt die beiden mit flacher Wasserschicht bedeckten Moorbecken des Dorfsees, ein Hals verbindet das neuerdings als Schloßwall, früher mit ebenso



Die Warnowseen auf Wollin. Maßstab 1:80 000.

geringer Berechtigung gelegentlich als Burgwall bezeichnete, bis zu 10 m hohe Plateau inmitten des Westsees mit dem südwestlichen Ufer. Auch der Hals ist im wesentlichen älter als der See. An der Nordostseite des sogenannten Burgwalles suchte ich nach nennenswerten Ansätzen zur Ausbildung von Seebrücken vergeblich; rund um die Halbinsel zieht sich eine alte, auf der Karte nicht eingetragene Uferterrasse, auf der hier und da ein aus dem Steilufer ausgewaschener Stein zu finden ist.

Die Seebrücke zwischen Dorfsee und Westsee ist flach, stellenweise nur meterhoch und besteht wie die unteren Abhänge der ganzen Umgebung aus Talsand. Masse und Korn stehen außer Verhältnis zur größtmöglichen Kraftleistung der Driftbewegung in diesen Gewässern, und schon in der Tiefe

von 1 m wird durch einen Graben eine ganze Reihe stattlicher Blöcke den Blicken enthüllt.

Es bliebe somit nur die mit Schilf, Rohr, etlichen Erlen und Weidenbüschen bedeckte Seebrücke zwischen West- und Ostsee als Seealluvium übrig. Sie ist ungangbar. Ich halte sie in ihrer Grundlage auch für diluvial und würde mich nicht wundern, wenn eine genaue Untersuchung unter und zwischen dem Rohr auf einen oder den andern Zeugen von Blockbestreuung stieße. An eine Ablagerung durch treibende Eisschollen, wie sie ja vorgekommen ist, würde ich hier nicht denken. Das mit Weststürmen „aufgehende“ Haffeis, welches auf der flachen Halbinsel Roof bei Wollin Scholle auf Scholle türmt, könnte wohl gelegentlich einen Block vom Südstrande Wollins dem flachen Alluvialgebilde auf den Rücken packen, aber zu blockversetzenden, geodynamischen Wirkungen würde schwerlich Sturm und Regen jemals die friedlich auftauende Eisdecke der Warnowseen verleiten.

Daß alle Warnowseen ursprünglich einen See bildeten, ist sicher. Die Überzeugung gewann ich bei der Beobachtung, daß überall etwa $1\frac{1}{2}$ m über dem Spiegel der im Niveau sehr wenig unterschiedenen Seebecken ein alter, auch auf der Karte vielfach markierter Ufersaum (teilweise wird er auch durch das Pflanzenkleid angedeutet) erkennbar ist. Bei Nachfrage in der Oberförsterei erfuhr ich, daß die älteren Leute im Ort sich noch an die Zeiten der Seeeinheit erinnerten, und daneben, daß im Dorfsee noch die unteren Pfahlenden einer Brücke steckten, die einst vom alten fürstlichen Jagdschloß ans Nordufer des Dorfsees führte.

Ich mißtraue der „Erinnerung der ältesten Leute“ sehr und suchte nach historischen Beweisen. Die alte Karte von EILHARD LUBINUS ist ganz ungenau, aber die im Stettiner Staatsarchiv aufbewahrte Übersichtskarte der schwedischen Vermessungen von 1697 (etwa 1:50000; die einzelnen Flurkarten von Wollin, etwa 1:8000, scheinen leider für immer verloren zu sein) gibt ein vorzügliches Bild des zusammenhängenden Warnowsees. Auch die auf der älteren preußischen Landesvermessung beruhende Karte zu „RAUMER, die Insel Wollin 1863“ zeigt noch einen See, nur ist der „Burgwall“ — infolge zeitweiligen Wasserstaus? — nicht als Halbinsel, sondern als Insel gezeichnet. Der benachbarte auf dem Kartenbild noch teilweise abgebildete Dannenbergersee, der einen halben Meter tiefer liegt als der Ostsee, erscheint bei RAUMER als Wiese, die Tieferlegung des Warnowsees hat ihn wieder mit Wasser gefüllt.

Ich fasse das Resultat von Beobachtung und Quellenstudium zusammen: Die beckenförmige Gliederung des Warnowsees in einer an Mulden und Einsenkungen reichen Umgebung ist bedingt durch Ablagerungen des Inlandeises und wenig verändert unter dem schwankenden Spiegel des Haffstausees.

Die Schwellen im See hat der Mensch durch die Tieferlegung des Wasserspiegels in Seebrücken verwandelt, sein Werk hat hier und da Pflanzenwuchs und im bescheidensten Maße wohl auch Feinschlamm der Seedrift ergänzt.

Die von JENTZSCH bezeugte Differenzierung des Planktongehalts ist mithin im See schon vor der Abschnürung der einzelnen Becken erfolgt, oder sie kann erst in der zweiten Hälfte des 19. Jahrhunderts eingetreten sein.

30. Über einen am 6. Januar 1908 in Norddeutschland beobachteten Staubfall.

Von Herrn L. FINCKH.

Berlin, den 17. Januar 1908.

Durch eine Notiz in der „Täglichen Rundschau“ vom 8. Januar über einen Staubfall in Döben bei Grimma (Sachsen) veranlaßt, haben die Herren Landesgeologen Geheimer Bergrat Professor Dr. K. KEILHACK und Dr. P. G. KRAUSE von dem auch von ihnen an demselben Tage beobachteten Staubfall Proben von Fenstern in Wilmersdorf bzw. Eberswalde entnommen und mir zur Untersuchung übergeben. Herr P. G. KRAUSE machte mir noch folgende Mitteilung darüber: Am Nachmittag des genannten Tages herrschte bei heftigem Winde und fehlender Schneedecke eine auffällige Staubeentwicklung, die die Sichtigkeit der Luft stark beeinträchtigte.

Die mikroskopische Untersuchung der Staubprobe von Eberswalde ergab, daß sie wesentlich aus winzigen Plättchen von Plagioklas und stark pleochroitischem Hypersthen besteht. Dazu treten noch vereinzelt Körner eines farblosen monoklinen Pyroxens, Blättchen von Biotit und Kriställchen von Zirkon. Alle diese Gemengteile zeichnen sich durch auffällige Frische aus. Auch in der mir von Herrn KEILHACK übergebenen Probe ist

frischer Plagioklas und Hypersthen enthalten. Eine dem Meteorologischen Institut in Berlin aus Groß-Rosainen in Westpreußen eingesandte Staubprobe, die in der Nacht vom 6. zum 7. Januar mit Schnee gefallen war, besteht ebenfalls im wesentlichen aus den erwähnten Mineralien. Nach dem Ergebnis meiner Untersuchung halte ich diesen Staub für Hypersthenandesitasche. Zum Vergleich herangezogene Asche vom Mont Pelé auf Martinique und besonders die vom Santa Maria in Guatemala zeigen auffällige Übereinstimmung mit diesen norddeutschen Staubproben.

Es wäre sehr erwünscht, wenn sich diese Beobachtungen durch weiteres Material von anderen Gegenden Norddeutschlands vervollständigen und ergänzen ließen. Es ist unzweifelhaft, daß diese Asche nicht vom Vesuv stammt; es dürften wohl nur außereuropäische Vulkane als Ursprungsort dieses Staubes in Betracht kommen. Vielleicht stammt diese Asche aus den großen zentralamerikanischen Vulkangebieten, in denen ja Hypersthenandesite weite Verbreitung haben. Für etwaige weitere Nachrichten und Übersendung¹⁾ von Material, das möglicherweise in den noch mit Schnee bedeckten Gebieten zu erhalten ist, wäre ich sehr dankbar.

Neueingänge der Bibliothek.

- DARTON, N. H.: Geology of the Owl Creek Mountains with notes on resources of adjoining regions in the ceded portion of the Shoshone Indian Reservation, Wyoming. Washington 1906.
- FLIEGEL, G.: Die niederrheinische Braunkohlenformation. Aus: Handbuch f. d. Deutschen Braunkohlenbergbau. Herausgeg. von G. KLEIN. Halle a. S. 1907.
- GAGEL, C.: Über die Bedeutung und Herkunft der westbaltischen untereocänen Tuff-(Asche-)Schichten. Aus: Centralbl. Min. 1907, Nr 22.
- HAMBLOCH, A.: Traß und seine praktische Verwendung im Baugewerbe. Selbstverlag des Verfassers. 1908.
- HARBORT, E.: Ein geologisches Querprofil durch die Kreide-, Jura- und Triasformation des Bentheim-Isterberger Sattels. Aus: Festschr. z. siebenzigsten Geburtstage Ad. v. KOENEN gew. von seinen Schülern. Stuttgart 1907.
- JAEKEL, O.: Über die Körperform der Holopocriniten. Aus: N. Jahrb. Min. Festband 1907. Stuttgart 1907.

¹⁾ Adresse im nachstehenden Mitgliederverzeichnis.

- JAEKEL, O.: Über *Pholidosteus* nov. gen., die Mundbildung und Körperform der Placodermen. Aus: Sitz.-Ber. Ges. naturf. Freunde. Jahrg. 1907, Nr 6.
- JENTZSCH, A.: Die Braunkohlenformation in den Provinzen Posen, Westpreußen und Ostpreußen. Aus: Handbuch für den Deutschen Braunkohlenbergbau. Herausgeg. von G. KLEIN. Halle a. S. 1907.
- OEBBECKE, R.: F. v. KOBELLS Tafeln zur Bestimmung der Mineralien mittels einfacher chemischer Versuche auf trockenem und nassem Wege. 15. neu bearb. und vermehrte Auflage von K. OEBBECKE. München 1907.
- RAUFF, H., KAISER, E. und FLIEGEL, G.: Bericht über die Exkursionen der Deutschen geologischen Gesellschaft nach der Versammlung in Koblenz (August 1907). Aus: Dieser Zeitschrift 58, 1906.
- SCHNEIDER, K.: Aus dem Vulkangebiet des Puy de Dôme. Aus: „Lotos“, Naturw. Zeitschr. 1907, Nr 9.
- STEINMANN, G.: Alpen und Apennin. Aus: Diese Zeitschr. 59, 1907, Monatsber. 8/9.
- Einführung in die Palaeontologie. II. Aufl. Leipzig 1907.
- Über die Beziehungen zwischen der niederrheinischen Braunkohlenformation und dem Tertiär des Mainzer Beckens. Aus: Ber. über die Vers. des Niederrh. geol. Vereins 1907.
- Über Gesteinsverknüpfungen. Aus: N. Jahrb. Min. Festband 1907.
- Nachruf an CLEMENS AUGUST SCHLÜTER. Aus: Sitz.-Ber. Niederrh. Ges. f. Natur- u. Heilk. Bonn 1907.
- ZAHN, G. W. v.: Die Stellung Armeniens im Gebirgsbau von Vorderasien unter besonderer Berücksichtigung der türkischen Teile. Aus: Veröffentl. d. Inst. f. Meereskunde u. des Geograph. Inst. a. d. Univers. Berlin 1906, H. 10.

Deutsche geologische Gesellschaft.

I. Januar 1908 *†).

Vorstand

Vorsitzender: Herr Rauff.

Stellvertretende Vorsitzende	{	"	Scheibe.
		"	Beyschlag.
		"	Krusch.
Schriftführer	{	"	Kühn.
		"	P. G. Krause.
		"	Blanckenhorn.
Schatzmeister	"	"	Zimmermann.
Archivar	"	"	Eberdt.

Beirat

Die Herren Deecke-Freiburg, Uhlig-Wien, Credner-Leipzig. Pompeckj-Göttingen, Lenk-Erlangen, Oebbecke-München.

Verzeichnis der Mitglieder.

Die beigedruckten Zahlen geben das Jahr der Aufnahme an.

Aachen, Geologische Sammlung der Königl. Technischen Hochschule, 1907.

† Abendanon, E. C., Bergingenieur, 1907. Haag, Niederlande. Frankenslag 21.

Adams, Frank D., Dr., 1890. Montreal, Canada, Mc Gill University, Petrograph. Laboratory.

* bedeutet Teilnahme an der Allg. Versammlung in Koblenz 1906.

† bedeutet Teilnahme an der Allg. Versammlung in Basel 1907.

- † Ahlburg, Joh., Dr., Kgl. Geologe, 1904. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
Albert, Hermann, Bergassessor, 1897. per Adr. Karl Dyckerhoff, Biebrich a. Rh., Rheinstr. 44.
Albert, Robert, Dr., Professor an der Forstakademie, 1902. Eberswalde.
Albrecht, Emil, Generaldirektor, 1900. Hannover.
von Ammon, Ludwig, Dr., Professor, Oberbergat, 1873. München, Ludwigstr. 16.
† André, Karl, Dr., 1902. Clausthal (Harz), Am Markt 276.
Arlt, Geh. Bergat, 1866. Berlin W., Kleiststr. 22.
von Arthaber, G. A., Dr., Professor, 1892. Wien I, Paläontologisches Institut der k. k. Universität, Franzensring.
Aßmann, Paul, Dr., Assistent, 1907. Berlin N 4, Invalidenstraße 44.
Aulich, Dr., 1907. Duisburg, Mühlheimerstr. 206.
Bärtling, R., Dr., Kgl. Geologe, 1904. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
Balthazar, Jean, 1907. Bonn. Koblenzerstr. 99.
† * Baltzer, Armin, Dr., Professor, 1875. Bern. Rabenthal 51.
Bamberg, Paul, 1902. Friedenaub. Berlin, Kaiser-Allee 87/88.
Barrois, Charles, Dr., Professor, 1877. Lille, Rue Pascal 37.
Baschin, Otto, Kustos am Geographischen Institut, 1901. Berlin W 15, Pariserstr. 14 a.
Baum, G. F., Professor, 1897. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
Baumhauer, H., Dr., Professor, 1879. Freiburg (Schweiz).
von Baur, C., Dr., Präsident a. D. des Kgl. Bergats, 1868. Degerloch b. Stuttgart, Waldstr. 7.
† Beck, Karl, Dr., 1898. Stuttgart, Wagenburgstr. 10.
Beck, Richard, Dr., Professor, Oberbergat, 1884. Freiburg i. S., Meißner Ring 10.
† Becker, Ernst, Dr., 1903. Assistent am Kgl. Mineralog. Institut d. Universität. Heidelberg, Gaisbergstr. 62.
Becker, H., Chemiker, 1884. Wiesbaden. Land VII.
Behr, Johannes, Dr., Kgl. Geologe, 1901. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
Belowsky, Max, Dr., Kustos am Mineral.-Petrograph. Institut. Privatdozent, 1896. Berlin N 4, Invalidenstr. 43.
* van Bemmelen, Dr., Professor, 1906. Groningen (Niederlande), Zuiderpark.
Benecke, E. W., Dr., Professor, 1866. Straßburg i. Els., Goethestr. 43.
Berendt, G., Dr., Geh. Bergat. Professor und Landesgeologe a. D., 1861. Berlin SW 11, Dessauerstr. 35.

- Berg, Georg. Dr., Kgl. Geologe, 1903. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- Bergeat. Alfred. Dr., Professor, Bergakademie, 1893. Clausthal.
- Bergmann, W., Berginspektor, 1904. Ilseder Hütte b. Peine.
- † * Bergt, Walter, Dr., Professor, Direktor des Grassi-Museums, 1894. Leipzig-Eutritzsch, Hauptstr. 16 c I.
- † * Beyschlag, Franz, Dr., Professor, Geh. Bergrat, Direktor der Kgl. Preuß. geolog. Landesanstalt, 1883. Berlin N 4. Invalidenstr. 44.
- Billa, M., 1906. Bombay, Hummum Street 6, Fort.
- Biereye, Professor, 1907. Groß-Lichterfelde, Kadettenkorps. Lehrerhaus.
- von Bismarck, Landrat, 1898, Naugard in Pommern.
- Blaas, Jos., Dr., Professor, 1884. Innsbruck, Bienerstr. 15.
- Blanckenhorn. Max, Dr., Professor, Mitarbeiter der Geol. Survey of Egypt und der Kgl. Preuß. geolog. Landesanstalt, 1881. Halensee b. Berlin, Joachim-Friedrichstr. 57.
- Bochum i. W., Westfälische Berggewerkschaftskasse, 1905.*
- † Bode, G., Ober-Landesgerichts-Direktor, 1894. Braunschweig, Kaiser Wilhelmstr. 27.
- * Bode, Arnold, Dr., Privatdozent, Kgl. Geologe, 1902. Berlin N 4, Invalidenstraße 44.
- Boden, Karl, Dr., Geologe, 1907. München, Geolog. Institut der Universität. Neuhauserstr. 51.
- Boehm, Georg, Dr., Professor, 1876. Freiburg i. Br., Schwaighofstr. 14.
- Böhm, Joh., Dr., Kustos an der Kgl. Geol. Landesanstalt, 1881. Berlin N 4. Invalidenstr. 44.
- Boettger, Edmund, Geh. Bergrat, 1869. Halle a. S., Blumenthalstr. 12.
- Boettger, O., Dr., Professor. 1868. Frankfurt a. M.. Seilerstraße 6.
- Bonn, Geologisch-Paläontologisches Institut u. Museum der Universität, 1907. Bonn.*
- von dem Borne, Dr., Privatdozent, 1888. Breslau XVIII-Krietern.
- Bornemann, L. G., Dr., 1872. Eisenach, Wartburgchaussee 4.
- Bornhardt, Geheimer Bergrat, Direktor der Bergakademie, 1894. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- † Botzong, Carl, Dr., 1907. Heidelberg, Stratigr.-Paläontol. Institut oder Neustadt (Haardt).
- Branca, Wilhelm, Dr., Professor, Geh. Bergrat, 1876. Berlin N 4, Invalidenstr. 43.

- Brandes, H., Rentner, 1889. Hoheneggelsen N. 231 (Prov. Hannover).
- Brauns, Reinhard, Dr., Professor, 1885. Bonn, Kronprinzenstraße 33.
- Broili, Ferdinand, Dr., Kustos am Paläontolog. Institut, Privatdozent, 1899. München, Alte Akademie, Neuhauserstr. 51.
- Bruhns, W., Dr., Professor, 1888. Straßburg i. E., Mineralogisches Institut, Lessingstr. 7.
- Bücking, Hugo, Dr., Professor, 1873. Straßburg i. Els., Lessingstr. 7.
- † Busse, Curt, stud. rer. nat., 1907. Hannover, Corvinusstraße 8 (zurzeit Bonn, Geol. Institut).
- * Busz, K., Dr., Professor, 1904. Münster i. W.
- † Buxtorf, August, Dr., Privatdozent, 1907. Basel, Münsterplatz 6.
- van Calker, F. J. P., Dr., Professor, 1887. Groningen (Niederlande).
- Canaval, Richard, Dr., k. k. Oberbergat. 1890. Klagenfurt, Ruprechtstr. 8.
- Capellini, Giovanni, Professor, Senator, 1884. Bologna.
- Chewings, Charles, Dr., 1896. Norwood, 85 Edward Street, South Australia.
- Clark, William Bullock, Dr., Professor, 1885. Baltimore, John Hopkins University.
- † Clarke, John Mason, Dr., Professor, State Paleontologist, Director New York State Museum, 1884. Albany (New York), State Hall.
- Clausthal, Kgl. Oberbergamt*, 1869.
- Cornu, F., Dr., Assistent für Geologie an der Lehrkanzel f. Min., Geol. u. Pal. an der k. k. montanistischen Hochschule, 1905. Leoben, Steiermark.
- Counciler, Constantin, Professor, 1888. Münden (Hannover), Forstakademie.
- Cramer, Rudolf, Dr., Kgl. Geologe, 1906. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- Credner, Hermann, Dr., Professor, Geh. Oberbergat. 1865. Leipzig, Carl Tauchnitzstr. 11.
- Crook, Alja Robinson, Dr., Curator, State Museum of Natural History, 1897. Springfield, Ill., U. St. A.
- Daelen, Willy, Bergwerksdirektor, 1906. Liblar (Rheinprovinz), Haus Glückauf.
- Dalmer, Karl, Dr., Landesgeologe a. D., 1879. Jena, Johannisplatz 22.

- Dammer, Bruno, Dr., Kgl. Geologe, 1902. Berlin N 4. Invalidenstr. 44.
- † Dannenberg, Artur, Dr., Professor, 1894. Aachen, Techn. Hochschule.
- Dantz, C., Dr., Bergwerksdirektor a. D., 1892. Berlin NW 23, Brücken-Allee 26.
- Danzig, E., Dr., Professor, 1901. Rochlitz i. S.
- Darton, N. H., Geologist of the U. S. Geolog. Survey, 1904. Washington, D. C.
- Dathe, Ernst, Dr., Geh. Bergrat. Landesgeologe, 1874. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- Deecke, Wilhelm, Dr., Professor. Direktor der Großherzogl. Badischen Geol. Landesanstalt in Karlsruhe. 1885. Freiburg i. B., Erwinstr. 37.
- † Delhaes, W., cand. geol., 1907. Bonn, Geol.-Pal. Institut d. Universität.
- Delkeskamp, R., Dr., 1905. Frankfurt a. M., Königstr. 63.
- * Denckmann, August, Dr., Professor, Landesgeologe, 1884. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- Deninger, Karl, Dr., 1902. Freiburg i. Br., Geologisches Institut.
- De Stefani, Carlo, Dr., Professor der Geologie am Istituto di Studi superiori und Direktor der geologisch-paläontologischen Sammlungen. 1898. Florenz.
- † * Dienst, Paul, Bergreferendar. Assist. am Geol. Inst. d. Univers., 1904. Marburg (Lahn), Biegenstr. 44.
- Dieseldorff, Arthur, Dr., 1898. Hamburg 5, Gurlittstraße 24.
- Dietz, Eugen, Bergreferendar, 1905. Berlin SO 16, Neanderstraße 25 I.
- Dölter-y-Cisterich, Cornelius, Dr., Professor, 1873. Wien. Universität.
- de Dorlodot, Henry, Abbé, Professor an der Université catholique, 1902. Löwen in Belgien, rue de Bériot 44.
- Drevermann, Fritz, Dr., 1899, Assistent am Senckenbergischen Museum, Frankfurt a. M., Altkönigstr. 6.
- Dreyer, Karl, cand. chem. et geol., 1905. Freiburg i. Br., Merianstr. 41, III.
- Du Bois, Georg C., Dr., Direktor der Deutschen Gold- u. Silberscheideanstalt, 1899. Frankfurt a. M., Weißfrauenstraße 7.
- Dziuk, A., Dipl.-Bergingenieur. 1897. Hannover, Rumannstraße 29.
- Ebeling, Generaldirektor, 1894. Westeregeln b. Egel.

- Ebeling, Max, Dr., Professor, 1897. Berlin NW., Thomasiusstr. 19.
- † Eberdt, Oskar, Dr., Kustos an der Geologischen Landesanstalt und Bergakademie, 1891. Berlin N 4, Invalidenstraße 44.
- von Eck, Dr., Professor, 1861. Stuttgart, Weißenburgstraße 4 B II.
- Elbert, Joh., Dr., 1900. Greifswald, Langestraße.
- von Elterlein, Adolf, Dr., k. ottomanischer Ministerialrat, 1898. Constantinopel.
- Emerson, Benjamin, Professor, 1868. Amherst (Massach.).
- Endriß, Karl, Dr., Professor an der k. Technischen Hochschule, 1887. Stuttgart, Neue Weinsteige 75.
- † Erdmannsdörfer, O. H., Dr., Kgl. Geologe, 1900. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- Esch, Ernst, Dr., Direktor der Braunsteinwerke, 1893. Gießen, Frankfurterstr. 31.
- Felix, Johann, Dr., Professor 1882. Leipzig, Gellertstr. 3.
- Fels, Gustav, Dr., 1902. Liebenz bei Obersuhl (Bez. Cassel).
- † * Fenten, Joseph, cand. geol., 1906. Goch (Niederrhein), Voßstr. 39.
- Fiedler, Otto, Dr., 1898. Charlottenburg, Clausewitzstr. 1 II.
- Finckh, Ludwig, Dr., Kgl. Geologe, 1900. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- Freiherr von Fircks, W., Bergingenieur, 1898. Société des Mines de Inco Cheira, Puerto de Supe (Peru).
- Fischer, H., Oberdirektor der Kgl. Erzbergwerke, 1906. Freiberg (Sachsen).
- Flach, Ch., {
Flach, J., } Bergingenieure, 1902. Bern, Bundesgasse 18.
- Flegel, K., Dr., Bergreferendar, 1904. Breslau.
- Fleischer, Alexander, 1903. Breslau, Kaiser Wilhelmstraße 56.
- * Fliegel, Gotthard, Dr., Kgl. Geologe. 1898. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- Fluhr, Robert, Dr., Dipl.-Ingenieur. 1905. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- * Follmann, Otto, Dr., Professor, Oberlehrer. 1891. Koblenz, Eisenbahnstraße 38.
- * Fraas, Eberhard, Dr., Professor, 1890. Stuttgart, Stitzenburgstraße 2.
- Franke, G., Professor, Geh. Bergrat, 1894. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- Franke, Dr., Professor, 1895. Schleusingen.

- Frech, Fritz, Dr., Professor, 1881. Breslau, Schuhbrücke 38/39.
- Frentzel, A., Dipl.-Ingenieur, 1906. München. Neureutherstraße 1 II r.
- † Freudenberg, Wilh., Dr., 1907. (Weinheim, Baden), Tübingen. Mineralog. Institut.
- Frič, Anton, Dr., Professor, 1868. Prag, Grube Nr. 7.
- Fricke, K., Dr., Professor, 1875. Bremen, Contrescarpe 5.
- Friederichsen, Max, Dr., Professor, 1903. Bern (Schweiz).
- Friedrich, Georg, Dr., Kgl. Bauinspektor, 1907. Charlottenburg. Giesebrechtstraße 8.
- Baron von Friesen, Kammerherr, Exzellenz. 1883. Karlsruhe (Baden).
- Fuchs, Alex., Dr., Kgl. Geologe, 1902. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- Gäbert, Carl, Dr., 1907. Leipzig, Ostplatz 5.
- Gagel, Kurt, Dr., Professor, Landesgeologe, 1890. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- Gante, Bergrat, Vorsteher der herzogl. anhalt. Salzwerk-direktion, 1902. Leopoldshall bei Staßfurt.
- Gärtner, Dr., 1904. Direktor der Wenzeslausgrube, Ludwigsdorf, Kreis Neurode.
- Gattermann, L., Dr., Professor, 1906. Freiburg i. Br., Stadtstr. 29.
- Geinitz, Eugen, Dr., Professor, 1877. Rostock.
- Geisenheimer, Bergassessor, 1904. Breslau, Taschenstraße 1.
- Gerland, Dr., Professor, 1881. Straßburg i. E., Steinstr. 57.
- † Gerth, Heinrich, cand. geol., 1907. Bonn, Geol.-Pal. Institut der Universität.
- Gertner, Berginspektor, 1906. Cöln a. Rh.
- Gill, Adam Capen, Dr. 1891. Ithaca (New York), Cornell University.
- Gillman, Fritz, Ingenieur, Sevilla (Spanien), Alameda de Hercules 42.
- von Goldbeck, Wirkl. Geh. Oberregierungsrat a. D., 1875. Hannover, Schiffgraben 43.
- Gorjanović-Kramberger, Karl, Dr., Professor und Direktor des Geologischen Nationalmuseums. 1898. Agram (Kroatien).
- Goslar, *Naturwissenschaftlicher Verein*, 1904.
- Gosselet, Jules, Professor, 1862. Lille, rue d'Antin 18.
- Gothan, Walter, Dr., Wissenschaftl. Hilfsarb. a. d. paläobotanischen Abteilung der geolog. Landesanstalt, 1907. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

- Göttingen, Geologisches Institut der Universität. 1905.*
Gottsche, Karl, Dr., Professor, Kustos am Naturhist. Museum, 1875. Hamburg.
Grabau, A., Dr., Professor, Oberlehrer, 1879. Leutzsch b. Leipzig, Rathausstr. 1.
Grahl, Walter, Dr., 1907. München, Geolog. Institut der Universität, Alte Akademie, Neuhauserstr. 51.
† * Grässner, P. A., Bergrat a. D., Generaldirektor, 1889. Staßfurt-Leopoldshall.
Gravelius, Dr., Professor a. d. Technischen Hochschule, 1905. Dresden A., Reißigerstr. 13.
Greif, Otto, Bergingenieur, 1907. Göttingen, Geologisches Institut der Universität.
Gröber, Paul, Dr., II. Assistent am Geol.-Paläontologischen Institut und der Bernsteinsammlung der Universität, 1907. Königsberg (Ostpreußen).
Gröbler, Bergrat, 1894. Salzdettfurth.
† Grosch, Paul, cand. geol., 1907. Freiburg i. Br., Ludwigstr. 47.
Grosser, P., Dr., 1892. Genienau, Mehlem a. Rh.
von Groth, Paul, Dr., Professor, Geheimer Rat, 1866. München, VI Brieffach.
Grubenmann, Ulr., Prof., Dr., 1907. Zürich, Eidgen. Polytechnikum.
Grundey, Max, Kgl. Landmesser, 1896. Kattowitz O.-S., Goethestr. 3.
Grupe, Oskar, Dr., Kgl. Geologe, 1899. Berlin N 4, Invalidenstr. 43.
Gürich, Georg, Dr., Professor, 1891. Breslau, Gartenstr. 24.
Guillemain, Constantin, Dr., 1899. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
† Haarmann, Erich, Bergreferendar, 1904. Osnabrück, Hamburgerstr. 7.
Haas, Hippolyt, Dr., Professor, 1880. Kiel, Moltkestr. 28.
Haas, Karl, Dr., 1905. Basel (Schweiz), Greifenapotheke.
Hahn, Alexander, 1886. Idar a. d. Nahe.
Hahn, Felix, cand. geol., 1907. Zurzeit München, Augustenstraße 72 II.
Hahne, Hans, Dr. med., Privatdozent, 1905. Hannover, Jägerstr. 7.
Halbfaß, Wilh., Dr., Professor, 1898. Neuhaldensleben.
Hambloch, Anton, Direktor, 1906. Andernach a. Rh.
Hamm, Hermann, Dr. phil. et med., 1899. Osnabrück, Lortzingstr. 4.

- Harbort, Erich, Dr., Privatdozent, Kgl. Geologe, 1905. Berlin N 4. Invalidenstr. 44.
- Harker, A. M. A., 1887. Cambridge (England), St. John's College.
- † Haßlacher, H., Bergreferendar, 1907. Goslar.
- † Haupt, Dr., Museumsassistent, 1907. Darmstadt, Frankfurterstr. 16.
- Hauthal, Rudolf, Dr., Professor, 1891. Hildesheim, Römer-Museum.
- Hazard, J., Dr., Professor, Sektionsgeologe, 1891. Leipzig-Gohlis, Pölitzstr. 32.
- * Hecker, O., Dr., Geologe, 1900. Berlin W, Freisingerstraße 18.
- † Heckmann, K., Dr., Oberlehrer. 1906. Elberfeld, Herzogstraße 42.
- Heidenhain, F., Dr., Professor. Oberlehrer, 1866. Stettin, Grünhofer Steig 1A.
- † Heim, Albert, Dr., Professor, 1870. Hottingen-Zürich.
- Helgers, Eduard, Dr., 1905. Frankfurt a. M., Mendelssohnstraße. 69.
- Henderson, J. C. A., Dr., Bergingenieur, 1895. 120 Bishops-gate St. Within, London E. C.
- Henkel, Ludwig, Dr., Professor, Oberlehrer, 1901. Schulpforta bei Naumburg a. S.
- Henrich, Ludwig, 1901. Frankfurt a. M., Neue Zeil 68.
- Herbing, Bergreferendar, 1904. Liegnitz, Elisabethstr. 3 II.
- Hermann, Rudolf, Dr., Wissenschaftl. Hilfsarbeiter der Staatsstelle für Naturdenkmalspflege, 1904. Danzig. Langemarkt 24.
- Hermann, Paul, Dr., Kaiserlicher Geologe, 1904. Windhuk (Deutsch-Südwestafrika).
- Herrmann, Fritz, stud. geol., 1907. Marburg i. Hessen, Geolog. Institut der Universität.
- Heß von Wichdorff, Hans, Dr., Kgl. Geologe, 1904. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- * Heß, Dr., Professor, 1907. Duisburg, Akazienhof Nr. 1.
- van der Heyden à Hauzeur, Louis, 1903. Aubry-lez-Douai (France, Nord), Compagnie Royale Asturienne.
- † Hibs, Jos., Dr., Professor, 1883. Tetschen-Liebwerda (Böhmen).
- Hildebrand, Otto, Dr., 1901. Jena, Sonnenbergstr. 2.
- Hildebrandt, Max, 1901. Berlin N 20, Schwedenstr. 16.
- Hintze, Karl, Dr., Professor, 1870. Breslau, Moltkestraße 5.

- Hirschwald, Julius, Dr., Geh.-Rat, Professor an der Technischen Hochschule, 1898. Grunewald bei Berlin, Kunz Buntschuhstr. 16.
- † Hlawatsch, Carl, Dr., Volontär am k. k. naturhist. Hofmuseum, miner.-petrogr. Abteil., 1907. Wien VI/2, Mariahilferstr. 93.
- Hörnes, Rudolf, Dr., Professor, 1874. Graz, Sparbersbachgasse 41.
- Hofmann, Adolf, Dr., Professor, 1886. Przibram, Böhmen.
- † Holland, F., Oberförster, 1895. Heimerdingen, O.-A. Leonberg (Württemberg).
- Holtheuer, Richard, Dr., Professor, 1891. Leising i. S.
- Holzappel, Eduard, Dr., Professor, 1884. Straßburg i. E., Herderstr. 30.
- † Horn, Erich, cand. geol., 1907. Freiburg i. Br., Zähringerstraße 80 IV.
- Hornstein, F. F., Dr., Professor, 1867. Cassel, Weigelstraße 2 II.
- Hornung, Ferd., Dr., 1889. Leipzig-Kleinzschocher, Antonienstraße 3.
- Hoyer, Professor, 1894. Hannover, Iflandstr. 33.
- Hoyer, Carl G., Bergreferendar, 1906. Aachen, Bahnhofplatz 1.
- von Huene, F., Dr., Privatdozent, 1899. Tübingen.
- Hug, Otto, Dr., 1897. Bern.
- Hughes, Thomas Mc Kenny, Professor. Trinity College, Cambridge (England).
- Hugi, E., Dr., Privatdozent, 1907. Bern (Schweiz), Geologisches Institut der Universität.
- Hussak, Eugen, Dr., Staatsgeologe, 1891. São Paulo (Brasil).
- Hustedt, Wilh., Rektor, 1897. Berlin NO 43, Georgenkirchstraße 11.
- Jaekel, Otto, Dr., Professor, 1884. Greifswald, Fischstr. 18.
- Jahn, Jar. J., Dr., Professor, 1907. Brünn in Mähren.
- Jahr, E., Oberbergamtsmarkscheider, 1904. Breslau II, Neue Taschenstr. 2.
- Janensch, Werner, Dr., Kustos am Geol.-Paläont. Institut d. Mus. f. Naturkunde, 1901. Berlin N 4, Invalidenstraße 43.
- Jannasch, Dr., Professor, 1907. Berlin W, Lutherstr. 12.
- von Janson, A., Rittergutsbesitzer, 1886. Schloß Gerdaun (Ost-Pr.).
- † Jentzsch, Alfred, Dr., Professor, Geh. Bergrat, Kgl. Landesgeologe, 1872. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

- Jonker, H. G., Dr., Professor d. Paläont. u. Geol. an der Techn. Hochschule in Delft, 1907. Haag (Holland). Amalia van Solmstraat 25.
- Jung, Gust., Direktor, 1901. Neuhütte bei Straßenebersbach, Nassau.
- Just, E., Lehrer, 1890. Zellerfeld (Harz).
- * Kaiser, Erich, Dr., Professor, 1897. Gießen, Gutenbergstraße 30.
- † Kalkowsky, Ernst, Dr., Professor, 1874. Dresden-A., Bismarckplatz 11.
Kattowitz, Kattowitzer Gesellschaft für Bergbau- und Eisenhüttenbetrieb, 1905.
- Katzer, Friedrich, Dr., Bosnisch-herzegov. Landesgeologe, 1900. Sarajevo.
- Kaufholz, Dr., Oberlehrer, 1893. Goslar, Bäringerstr. 24.
- Kaunhowen, F., Dr., Landesgeologe, 1897. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- * Kayser, Emanuel, Dr., Professor, 1867. Marburg in Hessen.
- Keilhack, Konrad, Dr., Professor, Geh. Bergrat, Kgl. Landesgeologe. 1880. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- † Keßler, Paul, stud. rer. nat., 1907. Saarbrücken.
- Kirschstein, Egon, cand. geol., Assistent am Geol.-Paläont. Institut und Museum, 1902. Berlin N 4, Invalidenstr. 43.
- Klautzsch, Adolf, Dr., Bezirksgeologe, 1893. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- Klebs, Richard, Dr. Professor, 1879. Königsberg i. Pr., Schönstr. 7.
- Klein, S., Dr.-Ing. 1904. p. Adr. Herrn Benedict Klein, Nürnberg, Fürtherstr. 25.
- † * Klemm, Gustav, Dr., Professor, Großh. hess. Landesgeologe, 1888. Darmstadt, Wittmannstr. 15.
- Klockmann, Friedrich, Dr., Prof., 1879. Aachen, Technische Hochschule.
- Knauer, Joseph, Dr., Geologe, 1907. Schlehdorf bei Kochel (Oberbayern).
- † Knod, Reinhold, Dr., 1907. Trarbach a. d. Mosel.
- Koch, Max, Dr., Professor, Landesgeologe a. D., 1884. Berlin W, Frankenstr. 7.
- * von Koenen, Adolf, Dr., Professor, Geh. Bergrat, 1863. Göttingen.
- Koert, Willy, Dr., Bezirksgeologe, 1899. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- * Köhne, Werner, Dr., Kgl. Geologe, 1902. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

- Koken, Ernst, Dr., Professor, 1882. Tübingen.
- Kolbeck, Friedrich, Dr., Professor der Mineralogie und Lötrohrprobierkunde a. d. Kgl. Bergakademie, 1901. Freiberg, Sachsen.
- Kolesch, Dr., Professor, Oberlehrer, 1898. Jena. Forstweg 14.
- Korn, Joh., Dr., Bezirksgeologe, 1896. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- † Kraencker, Jakob, Dr., Wissensch. Hilfslehrer, 1907. Straßburg, Graumannsgasse 11.
- Krahmann, Max, Privatdozent, Bergingenieur, 1889. Berlin NW 23, Händelstr. 6.
- Krämer, Dr., Professor, 1905. Berlin W 35, Kurfürstenstraße 134.
- Krantz, Fritz, Dr., Mineralienhändler, 1888. Bonn, Herwarthstr. 36.
- † * Krause, Paul, Gustaf, Dr., Landesgeologe, 1889. Eberswalde, Bismarckstr. 26.
- Krenkel, E., Dr., 1907. Dresden-Blasewitz, Schulstr. 14.
- Kretschmer, Franz, Bergingenieur und Bergbaubetriebsleiter, 1899. Sternberg (Mähren).
- † * Krusch, Paul, Dr., Professor, Landesgeologe, 1894. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- † * Kühn, Benno, Dr., Professor, Landesgeologe, 1884. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- Kühn, Dr., Professor, Geh. Reg.-Rat, 1888. Halle a. S.
- Kukuk, Bergassessor, 1907. Bochum, Bergschule.
- Kuntz, Julius, Bergingenieur, 1905. Stein in Krain. per Adr. Oberstleutnant Dolleccek.
- † * Landwehr, Dr., Arzt, 1906. Bielefeld, Bürgerweg 47.
- Laspeyres, Hugo, Dr., Professor, Geh. Bergrat, 1865. Bonn, Schloß Poppelsdorf.
- Laube, Gustav, Dr., Professor, k. k. Hofrat, 1877. Prag, k. k. Deutsche Universität.
- Lehmann, E., Bergreferendar, 1907. Schöneberg bei Berlin, Hohenfriedbergstr. 16.
- Lehmann, Joh., Dr., Professor, 1873. Weimar.
- Lehmann, P., Dr., Realgymnasialdirektor, 1898. Stettin, Grabowerstr. 24.
- † * Lenk, Hans, Dr., Professor, 1888. Erlangen.
- Leonhard, Richard, Dr., Professor, 1894. Breslau, Victoriastraße 65.
- * Leppla, August, Dr., Professor, Landesgeologe, 1881. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

- Lepsius, Richard, Dr., Professor, Geh. Oberbergrat, 1872. Darmstadt, Goethestr. 15.
- Leschnitzer, Dr., 1906. Posen.
- Leuchs, Kurt, Dr., 1907. München, Alte Akademie, Neuhäuserstr. 51.
- Lewis, Alfred Amos, 1904. Gympie, Queensland, Lawrence Street.
- Liebheim, E., Dr., Bergingenieur, 1893. Leipzig-Gohlis. Poetenweg 8.
- † van Lier, Bergingenieur, 1907. Amsterdam.
- Linck, Gottlob Ed., Dr., Professor, Geh. Hofrat, 1883. Jena.
- Lindemann, A. F., Ingenieur, 1884. Sidholme, Sidmouth, Devon (England).
- Lindemann, Bernh., Dr., 1907. Göttingen, Düstere Eichenweg 19.
- von Linstow, Otto, Dr., Bezirksgeologe, 1897. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- von Loesch, Carl Christian, Referendar, 1907. Oberstefansdorf in Schlesien.
- von Löwenstein zu Löwenstein, Hans, Bergassessor, Geschäftsführer des Vereins für die bergbaulichen Interessen im Oberbergamtsbezirk Dortmund, 1907. Essen (Ruhr), Bibliothek des Bergbau-Vereins.
- * Lorenz, Th., Dr., Privatdozent, 1903. Marburg in Hessen, Schwanallee 56.
- Loretz, Hermann, Dr., Geh. Bergrat, Landesgeologe a. D., 1876. Grunewald b. Berlin, Hubertusallee 14.
- * Lotz, Heinrich, Dr., Bezirksgeologe, 1898. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- Lozinski, Ritter von, Walery, Dr., Privatdozent, 1907. Lemberg (Galizien), Ul. Kopernika 58 II.
- Lucke, O., Berginspektor a. D., 1878. Beuthen (Ober-Schlesien), Hohenzollernstr. 15 I.
- Luedecke, K., Dr., Professor, 1874. Halle a. S., Blumenthalstr. 8.
- Lyman, Benjamin Smith, Bergingenieur, 1870. Philadelphia (Pa), Locust Street 708. U. St.
- Maak, Hofapotheker, 1902. Halberstadt, Westendorf 28.
- Macco, Albr., Bergassessor und Berginspektor, 1897, Staßfurt.
- Madsen, Victor, Dr., Staatsgeologe, 1892. Kopenhagen, Kastanievej 10.
- Martin, J., Dr., Professor, Direktor d. naturhist. Museums, 1896. Oldenburg, Herbartstr. 12.

- Martin, Karl, Dr., Professor, 1873. Leiden (Holland).
Mascke, Erich, Dr., 1901. Göttingen, Rheinhäuser Chaussee 6.
Graf von Matuschka, Franz, Dr., 1882. Berlin W 30, Bambergerstr. 15 I.
Mentzel, Kgl. Bergassessor und Berginspektor, 1905. Buer (Westfalen), Nienhofstr. 4.
Menzel, Hans, Dr., Kgl. Geologe, 1899. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
Merzbacher, Gottfried, Dr., 1906. München, Skellstr. 9.
Mestwerdt, Dr., Kgl. Geologe, 1902. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
Meyer, Erich, Dr., Kgl. Geologe, 1903. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
Meyer, Erich Oskar, cand. geol., 1907. Breslau, Schuhbrücke 38.
Meyer, Hermann, cand. geol., 1905. Freiburg i. B., Geol. Institut, Hebelstr. 40.
* Michael, Richard, Dr., Landesgeologe, 1894. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
Michels, Xaver, Gutsbesitzer, 1902. Andernach a. Rh.
Milch, Louis, Dr., Professor, 1887. Greifswald.
Mitropoulos, Constantin, Dr., Professor, 1883. Athen, Akademiestr. 71.
Möhle, Fritz, Dr., 1902. Wiesbaden, Philippsbergstr. 29 I.
† * Molengraaff, G. A. F., Dr., Professor, 1888. s'Gravenhage (Holland), Jul. van Stolberglaan 43.
Monke, Heinrich, Dr., Bezirksgeologe, 1882. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
Morgenstern, Karl, Kaufmann, 1897. Berlin W 10, Bendlerstraße 27.
Moritz, Adolf, Bergwerksdirektor, 1901. Oberroßbach bei Friedberg (Hessen).
* Mühlberg, Johannes, Hoflieferant, Kgl. Rumänischer Konsul, 1905. Dresden-A., Webergasse 32.
† Mühlberg, Max, Dr., Professor, 1899. Aarau (Schweiz). München, *Bibliothek des Paläontologisch-Geologischen Instituts*, 1905. Alte Akademie, Neuhauserstr. 51.
Mylius, Hugo, cand. geol., 1907. München, Geol. Institut der Universität, Alte Akademie, Neuhauserstr. 51.
* Nägele, E., Verlagsbuchhändler, 1905. Stuttgart.
Naumann, Edmund, Dr., 1898. Frankfurt a. M., Mozartplatz 28.
† Naumann, Ernst, Dr., Bezirksgeologe, 1898. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.

- * Neischl, Adalbert, Dr., Major a. D., 1905. Nürnberg, Lindenaststr. 29.
- Nentwig, Dr., Professor. Bibliothekar der Reichsgräfl. Schaffgottschen Majoratsbibliothek, 1899. Warmbrunn.
- Neubaur, Bergrat, Direktor der Gewerkschaft Ludwig II., 1894. Staßfurt.
- Neumann, Oscar, Dr., 1901. Berlin N 4, Invalidenstr. 41.
- Niedzwiedzki, Julian, Dr., Professor, Hofrat, 1873. Lemberg. Technische Hochschule.
- Nötling, Fritz, Dr., Hofrat, 1903. Hobart (Tasmanien), 316 Elizabeth-Street.
- Nopcsa jun., Baron Franz, 1903. Szacsal (W. Hátzeg), Ungarn.
- * Oebbeke, Konrad, Dr., Professor, 1882. München, Techn. Hochschule.
- Öhmichen, H., Bergingenieur, 1899. Düsseldorf, Leopoldstr.
- Ollerich, Ad., cand. rer. nat., 1891. Hamburg, Postamt 5, b. d. Strohhaus 88.
- Oppenheim, Paul, Dr., Professor, 1889. Groß-Lichterfelde, Sternstr. 19.
- Ordoñez, Ezequiel, Subdirektor des Instituto geológico, Ingénieur géologue des mines, 1898. Mexico 2a, General Prim. 37.
- Orth, Dr., Professor, Geh. Reg.-Rat, 1869. Berlin SW, Zietenstr. 6B.
- † Osann, Alfred, Dr., Professor, 1883. Freiburg i. Br.
- Pabst, Wilhelm, Dr., Professor, Kustos der naturhistor. Sammlung, 1880. Gotha, Schützenallee 16.
- Papp, Karl, Dr., Geologe an der kgl. Ungarischen geolog. Landesanstalt, 1900. Budapest, Stefánia út 14.
- Passarge, Siegfried, Dr., Professor, 1894. Breslau, Kurfürstenstr. 31/33.
- † Paulcke, W., Dr., Professor, Technische Hochschule, 1901. Karlsruhe.
- Penck, Albrecht, Dr., Professor, Geh. Regierungsrat, k. k. Hofrat, 1878. Berlin NW 7, Georgenstr. 34/36.
- Penecke, K., Dr., Professor, 1881. Graz, Tummelplatz 5.
- Person, cand. geol., Assist. a. Geolog. Institut d. Univ. Göttingen, 1901. Hannover, Adelheidstr. 6.
- Petersen, Joh., Dr., Direktor, 1900. Hamburg 21, Uhlenhorst (Waisenhaus).
- † * Petrascheck, Wilhelm, Dr., Sektionsgeologe k. k. geolog. Reichsanstalt, 1901. Wien III, Rasumoffskygasse 23.
- Pfaff, F. W., Dr., Landesgeologe, 1887. München, Theresienstraße 57.

- Pflücker y Rico, Dr., 1868. Lima (Peru).
- † * Philipp, Hans, Dr., 1903. Jena, Mineral.-Geolog. Inst. der Universität.
- Philippi, Emil, Dr., Professor, 1895. Jena, Sonnenbergstraße 5.
- Philippson, Alfred, Dr., Professor, 1892. Halle a. S., Ludwig Wuchererstr. 55.
- Picard, Edmund, Dr., Kgl. Geologe, 1904. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- Plagemann, A., Dr., 1882. Hamburg, Besenbinderhof 68.
- Plieninger, Felix, Dr., Professor, 1891. Landwirtschaftl. Hochschule Hohenheim bei Stuttgart.
- Pohlig, Hans, Dr., Professor, 1886. Bonn, Reuterstr. 43.
- † * Polster, Bergrat, 1896. Weilburg.
- * Pompeckj, Jos. Felix, Dr., Professor, 1898. Göttingen.
- Pontoppidan, Harald, cand. geol., 1907. München, Geolog. Instit., Alte Akademie, Neuhauserstr. 51.
- Porro, Cesare, Dr., 1895. Carate Lario (Prov. di Como), Italien.
- Portis, Alessandro, Dr., Professor, 1887. Rom, Museo geologico della Università.
- Potonié, Henry, Dr., Professor, Landesgeologe, 1887. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- † Preiswerk, H., Dr., Privatdozent, 1907. Basel, Geolog. Institut Münsterplatz 6.
- Pressel, Professor, 1907. München, Technische Hochschule.
- † von Prondzynski, Vincenz, Direktor, 1902. Zementfabrik, Groschowitz bei Oppeln.
- Quaas, Arthur, Dr., Kgl. Geologe, 1902. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- Quelle, Otto, cand. geogr., Assistent am Geograph. Institut, 1903. Friedenau, Stubenrauchstr. 12 II.
- Ramann, Emil, Dr., Professor, 1898. München, Amalienstraße 67.
- Range, Dr., Kaiserlicher Geologe, 1905. Lüderitzbucht, Deutsch-Südwestafrika.
- Rau, K., Dr., Forstamtmann, 1905. Schussenried (Württemberg).
- † * Rauff, Hermann, Dr., Professor, 1877. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- Regel, Fritz, Dr., Professor, 1892. Würzburg, Uhlandstr. 12.
- * Regelman, C., Rechnungsrat bei dem Kgl. statistischen Landesamt, 1896. Stuttgart, Cottastr. 3.

- * von Reh binder, Baron Boris, Dr., 1902. St. Petersburg. Berginstitut, Quart. 19.
- Reinisch, Dr., Privatdozent, 1905. Leipzig, Universität.
- Reiser, K., Dr., Professor, 1906. München, Liebigstr. 16 II.
- Reiß, Wilh., Dr., Geh. Reg.-Rat, 1877. Schloß Könitz (Thüringen).
- Remelé, Ad., Dr., Professor, Geh. Reg.-Rat, 1866. Eberswalde, Forstakademie.
- Renz, Karl, Dr., 1903. Corfu (Griechenland), Hôtel d'Angleterre et Belle Venise.
- Richter, Oberlehrer, 1898. Quedlinburg, Bahnhofstr. 6.
- Richter, Rudolf, 1907. Zurzeit Marburg i. Hessen, Bahnhofstr. 38 I.
- * Rinne, Fritz, Dr., Professor, 1887. Hannover, Technische Hochschule.
- Romberg, Jul., Dr., 1889. Berlin W 62, Bayreutherstraße 21 I.
- von Rosenberg-Lipinski, Bergrat a. D., 1906. Wilmsdorf-Berlin, Pragerplatz 3.
- Rosenbusch, H., Dr., Professor, Geheimrat, 1872. Heidelberg.
- † Rothpletz, August, Dr., Professor, 1876. München. Alte Akademie, Neuhauserstr.
- Rumpf, Joh., Dr., Professor, 1876. Graz, k. k. Polytechnikum.
- * Ruska, Julius, Dr., Professor, 1907. Heidelberg, Mönchhofstr. 8.
- * Rutten, L., cand. geol., 1907. Utrecht, Burgstraat 70.
- Sabersky-Mussigbrod, Dr., 1890. Warm Springs. 51 Dear Lodge County (Montana).
- Sachs, Arthur, Dr., Privatdozent, 1900. Breslau V, Gartenstraße 15/17.
- Salfeld, H., Dr., 1905. Göttingen, Geologisches Institut.
- †* Salomon, Wilhelm, Dr., Professor, 1891. Heidelberg, Uferstr. 36.
- Sapper, Karl, Dr., Professor, 1888. Tübingen, Olgastr. 5.
- † Sauer, Adolf, Dr., Professor, 1876. Stuttgart, Technische Hochschule.
- Schalch, Ferdinand, Dr., Großherzogl. bad. Landesgeologe. Bergrat, 1876. Karlsruhe, Leopoldstr. 51.
- † Scheibe, Robert, Dr., Professor, 1885. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- Schenck, Adolf, Dr., Professor, 1879. Halle a. S., Schillerstraße 7.

- †* Schindehütte, Georg, Dr., 1906. Marburg (Lahn), Geol.-Pal. Institut der Universität.
- Schjerning, W., Dr., 1905. Königlicher Gymnasialdirektor, Krotoschin.
- Schlagintweit, Otto, cand. geol., 1907. München, Arcisstraße 9.
- †* Schlee, Paul, Dr., Oberlehrer, 1905. Hamburg, Erlenkamp 8 III.
- Schleifenbaum, W., Bergmeister, 1891. Büchenberg bei Elbingerode.
- Schlenzig, J., Diplombergingenieur, Direktor, 1898. Klingental in Sachsen.
- Schlippe, O., Dr., 1886. Gohlis bei Leipzig, Menckestr. 18.
- Schlunck, Joh., Dr., Kgl. Geologe, 1901. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- Schmeißer, Karl, Königl. Berghauptmann und Oberbergamtsdirektor, 1900. Breslau, Taschenstr.
- Schmidt, Adolf, Dr., Professor, 1879. Heidelberg, Zwingerstr. 2.
- † Schmidt, Axel, Dr., Geologe, 1905. Stuttgart, Büchsenstraße 56.
- † Schmidt, Carl, Dr., Professor, 1888. Basel, Münsterplatz 6.
- Schmidt, W. Erich, Dr., Geologe, 1904. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- von Schmidt, F., Akademiker, Exzellenz, 1881. St. Petersburg, Akademie d. Wissenschaften.
- Schmidt, Martin, Dr., Landesgeologe, 1896. Stuttgart, Legionskaserne.
- Schmierer, Th., Dr., Kgl. Geologe, 1902. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- Schnarrenberger, Karl, Dr., Landesgeologe, 1904. Heidelberg.
- Schneider, Adolf, Professor, Geheimrat, 1884. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- Schneider, Otto, Dr., Kustos an der geol. Landesanstalt, 1900. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- Schöppe, Willi, Dipl.-Bergingenieur, 1907. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- Schottler, W., Dr., Landesgeologe, 1899. Darmstadt, Martinsstr. 93.
- Schrammen, A., Zahnarzt, 1900. Hildesheim, Zingel 35.
- Schröder, Henry, Dr., Professor, Landesgeologe, 1882. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- Schrödter, E., Dr.-Ing., 1906. Düsseldorf, Jacobistr. 3/5.

- Schubart, Hauptmann und Kompagniechef Infant.-Reg. 71, Erfurt, Richard Breslastr. 2.
- Schucht, F., Dr., Bezirksgeologe, 1901. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- † Schütze, Ewald, Dr., Assistent am kgl. Naturalienkabinett, 1895. Stuttgart.
- Schünemann, Ferdinand, Bergassessor, 1905. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- Schulte, Ludw., Dr., Bezirksgeologe, 1893. Friedenau bei Berlin, Niedstr. 37.
- Schulz, Eugen, Dr., Bergrat, 1879. Cöln, Sudermannplatz 4 I.
- Schulze, Gustav, Dr., 1907. München, Geol.-Paläont. Institut, Alte Akademie, Neuhauserstr. 51.
- Schumacher, E., Dr., Landesgeologe, Bergrat, 1880. Straßburg i. Els., Nikolausring 9.
- Schwarz, Hugo, cand. geol., 1907. Berlin N 4, Invalidenstraße 43.
- Scipio, W., Regierungsassessor, 1906. Mannheim, N 5.
- * Scupin, Hans, Dr., Privatdozent, 1893. Halle a. S., Friedrichstr. 41.
- † von Seidlitz, W., Dr., Privatdozent, 1906. Straßburg i. Els., Blessigstr.
- Seiffert, Dr., Bergassessor, 1906. Halle a. S., Königstr. 9.
- * Seligmann jun., G., Bankier, 1873. Koblenz, Schloßrondel 18.
- Semper, Joh. Otto, Dr., 1863. Hamburg, Naturhistorisches Museum.
- Semper, Max, Dr., Privatdozent, 1898. Aachen, Technische Hochschule.
- von Seyfried, Ernst, Dr., Major a. D., 1895. Wiesbaden, Dambachtal 28.
- Sichtermann, Dr., Bergassessor, 1907. Halle a. S., Oberbergamt.
- Siegert, Th., Dr., Professor, 1874. Radebeul-Oberlößnitz, Gabelsbergerstr. 1.
- * Siegert, Leo, Dr., Bezirksgeologe, 1900. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- von Siemiradzki, Josef, Dr., Professor, 1890. Lemberg (Galizien), k. k. Universität.
- Sobirej, Direktor, 1904. Gogolin.
- Soenderop, Fritz, Dr., Kgl. Geologe, 1899. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- Söhle, Ulrich, Dr., Bergingenieur, 1891. Dresden, Bernhardstr. 28.

- Solger, Friedr., Dr., Privatdozent, Wissenschaftlicher Hilfsarbeiter am Märkischen Museum, 1900. Berlin N 39, Reinickendorferstr. 4.
- †* Sommerfeldt, E., Dr., Professor, 1905. Tübingen. Geol. Institut.
- Sorg, Bergreferendar, 1905. Bensberg (Rhein).
- Spandel, E., Verleger des General-Anzeigers, 1896. Nürnberg.
- Speier, Carl, cand. geol., 1907. München, Geol. Institut der Universität, Alte Akademie, Neuhauserstr. 51.
- Spezia, Giorgio, Professor, 1872. Turin, Museo mineralogico, Palazzo Carignano.
- Spitz, Wilhelm, Dr., Assistent am Stratigr.-Paläont. Institut, 1907. Heidelberg, Hauptstr. 52 III.
- Stahl, A. F., Minen-Ingenieur, 1899. St. Petersburg, Leontjewskaja 2.
- Stappenbeck, Dr., 1904. Buenos Aires (Argentinien), Division Minas, Geología é Hidrología, Calle Maipú 1241.
- † Steenstrup, K. J. V., Dr., 1889. Kopenhagen, Forchammersvej 15 I.
- Stein, Dr., Geh. Bergrat a. D., 1865. Halle a. S.
- * Steinmann, Gustav, Dr., Professor, Geh. Bergrat, 1876. Bonn a. Rh., Poppelsdorfer Allee 98.
- Sterzel, J. T., Dr., Professor, 1877. Chemnitz, Kastanienstraße 16.
- * Steuer, Alex., Dr., Privatdozent, Bergrat, Großherzogl. hess. Landesgeologe, 1892. Darmstadt, Liebigstr. 37.
- † Stille, Hans, Dr., Privatdozent, Bezirksgeologe, 1898. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- Stöber, F., Dr., Professor, 1896. Gand (Belgien), Institut des sciences, rue de la roseraie.
- Stoller, J., Dr., Kgl. Geologe, 1903. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- Stolley, Ernst, Dr., Professor, 1890. Braunschweig, Technische Hochschule.
- † Strelin, Hugo, cand. ing., 1907. München, Karlsplatz 20 II.
- * Stremme, Hermann, Dr., Assistent am Geol.-Paläontolog. Institut und Museum für Naturkunde, 1904. Berlin N 4, Invalidenstr. 43.
- † Stromer von Reichenbach, Ernst, Dr., Professor. 1899. München, Alte Akademie.
- Struck, Rud., Dr. med., 1904. Lübeck, Ratzeburger Allee 14.
- Strüver, Giovanni, Dr., Professor, 1864. Rom.
- † Stutzer, O., Dr., Privatdozent für Geologie an der Bergakademie. 1904. Freiberg i. S.

- Stürtz, B., Mineralienhändler, 1876. Bonn, Riesstr. 2.
- Sueß, F. E., Dr., Professor, 1905. Wien II, Afrikanergasse 9.
- Tannhäuser, Felix, Dr., Privatdozent, 1903. Charlottenburg, Mineral-Geol. Institut der Techn. Hochschule.
- Tarnowitz, *Oberschlesische Bergbau-Hilfskasse*, 1905.
- Tewis, Alfred, Bergreferendar, 1904. Halle a. S., Königl. Oberbergamt.
- Thieme, Dr., Professor, 1906. Posen, Naumannstr. 2.
- Thoroddsen, Thorwaldur, Dr., 1895. Kopenhagen, F. Stationsvej 11.
- Thost, Rob., Dr., 1891. Groß-Lichterfelde-Ost, Wilhelmstraße 27.
- Thürach, H., Dr., Großherzogl. bad. Landesgeologe, 1885. Karlsruhe (Baden), Schirmerstr. 5.
- * Tießen, Ernst, Dr., 1895. Friedenau bei Berlin, Friedrich-Wilhelmsplatz 6.
- Tietze, Emil, Dr., Oberberggrat, Hofrat, Direktor der k. k. geolog. Reichsanstalt, 1868. Wien III 2, Rasumoffskygasse 23.
- Tietze, W., Dr., Bezirksgeologe, 1900. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- † Tilmann, Norbert, Dr., 1907. Bonn, Geol.-Pal. Institut der Universität.
- Tobler, August, Dr., Privatdozent, 1907. Basel, Münsterplatz 6, Geologisches Institut.
- * Tornau, Fritz, Dr., Kgl. Geologe, 1898. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- Tornquist, Alexander, Dr., Professor, 1891. Königsberg (Ostpr.), Lange Reihe 4, Bernsteinsammlung der Universität.
- Toula, Franz, Dr., Hofrat, Professor, 1892. Wien IV, k. k. Techn. Hochschule.
- Traube, Hermann, Dr., Professor, 1885. Berlin.
- Trauth, Friedrich, Dr., 1907. Wien VII, Siegmundgasse 13.
- Tschermak, Gustav, Dr., Professor, k. k. Hofrat, 1871. Wien, Universität, Mineralog.-Petrograph. Institut.
- Tschernyschew, Theodosius, Dr., Direktor des Comité géologique, 1892. St. Petersburg, Wassili Ostrow, 4. Linie 15.
- Uhlig, Victor, Dr., Professor, Hofrat, 1881. Wien I, k. k. Universität, Franzensring.
- * Ulrich, Dr., Geh. Sanitätsrat, 1902. Berlin O, Fruchtsstr. 6.
- Ulrich, A., Dr., 1886. Leipzig, Thomaskirchhof 20.

- Ullrich, Oberbergamtsmarkscheider, 1904. Breslau, Königl. Oberbergamt.
- Vacek, Michael, Dr., Vizedirektor der k. k. geolog. Reichsanstalt, 1882. Wien III, Rasumoffskygasse 23.
- Vater, Heinrich, Dr., Professor, 1886. Tharandt, Forst-Akademie.
- † Verloop, J. H., 1907. Basel, Geolog. Institut, Münsterplatz 6.
- Viebig, Bergassessor, 1907. Kray bei Essen, Zeche Ver. Bonifacius.
- Viedenz, Oberbergat a. D., 1875. Münster i. W., Dorotheenstr. 9.
- †* Vogel, Berghauptmann a. D., 1906. Cöln, Worringerstr. 26.
- Vogel, Fr., Dr., 1884. Friedenau, Rembrandtstr. 12.
- Vogt, J. H. L., Professor, 1891. Christiania.
- Voigt, Kaufmann, 1901. Braunschweig, Schöppenstedterstraße 35.
- Voit, Friedrich W., Dr., Montaningenieur, 1901. Friedenau bei Berlin, Ringstr. 14 part.
- Volz, Wilhelm, Dr., Professor, 1894. Breslau XVI, Parkstraße 32.
- Vorweg, Hauptmann a. D., 1894. Ober-Herischdorf bei Warmbrunn.
- Wachholder, Markscheider, 1906. Düsseldorf.
- Wagner, Richard, Oberlehrer an der Ackerbauschule, 1886. Zwätzen bei Jena.
- †* Wahnschaffe, Felix, Dr., Professor, Geh. Bergrat, Landesgeologe, 1875. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- Freiherr Waitz von Eschen, Friedrich, cand. geol., 1902. Ringenkuhl bei Großalmerode.
- Waldenburg i. Schles., Niederschlesische Bergbau-Hilfskasse*, 1864.
- Waldschmidt, Dr., Professor, 1885. Elberfeld, Griffenberg 67.
- * Walther, Joh., Dr., Professor, 1883. Halle a. S., Domstr.
- * Walther, Karl, Dr., Privatdozent, 1902. Jena, Mineralog. Institut, Schillerstr.
- Wanner, J., Dr., Privatdozent, 1907. Scheidegg (Bayern).
- Weber, E., Dr., Tonwerkbesitzer, 1881. Schwepnitz i. S.
- †* Weber, Maximilian, Dr., Privatdozent, 1899. München, Gabelsbergerstr. 73 III.
- Wedding, Bergbaubeflissener, 1907. Berlin W, Genthinerstraße 13, Villa C.
- Wedekind, Rudolf, cand. geol., 1907. Göttingen, Geologisches Institut.

- † Wegner, Th., Dr., Privatdozent, 1904. Münster i. W.,
Pferdegasse 3.
- † Weigand, Br., Dr., Professor, 1879. Straßburg i. Elsaß,
Schießrain 7.
- Weinschenk, Ernst, Dr., Professor, 1896. München, Haydn-
straße 9 I.
- Weise, E., Professor, 1874. Plauen im Vogtlande.
- Weiß, Arthur, Dr., 1895. Lehrer am Technikum Hildburg-
hausen, Schloßgasse 4.
- Weißermel, Waldemar, Dr., Privatdozent, Bezirksgeologe,
1891. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- Welter, Otto, Dr., 1907. Bonn, Heerstr. 134 A.
- Wenck, Wilhelm, Oberlehrer, 1903. Düsseldorf, Burg-
müllerstr. 16.
- Wentzel, Jos., Dr., Realschul-Professor, 1889. Laibach.
- Wermbter, Hans, Dr., Professor, Oberlehrer, 1904. Hildes-
heim, Hohenzollernring 4.
- van Werveke, Leopold, Dr., Landesgeologe, Bergrat, 1879.
Straßburg i. Els., Ruprechtsau, Adlergasse 11.
- †* Wichmann, Artur, Dr., Professor, 1874. Utrecht (Nieder-
lande), Universität.
- Widenmeyer, Oscar, Dipl.-Ingenieur, 1906. Groß-Lichter-
felde, Roonstr. 15 I.
- Wieggers, Fritz, Dr., Kgl. Geologe, 1896. Berlin N 4,
Invalidenstr. 44.
- Wien, k. k. Universitäts-Bibliothek, 1881.*
- Wigand, G., Dr., Lehrer an der höheren Bürgerschule,
1888. Rostock, Alexandrinenstr. 45 c.
- † Wilckens, Otto, Dr., Privatdozent, 1901. Bonn, König-
straße 97.
- Wilmer, Franz, Dr., Bergingenieur, 1907. Heinrichsberg,
Bezirk Magdeburg.
- Windhausen, Anselm, Dr., 1903. Göttingen, Geologisches
Institut.
- Winterfeld, Franz, Dr., Oberlehrer, 1898. Mülheim a.
Rhein.
- Wischniakow, N., Dr., 1876. Moskau, Gagarinsky
Pereoulok, 512.
- Wittich, E., Dr., Assistent am Großherzogl. Museum, 1898.
Darmstadt, Marienplatz 11.
- Freiherr von Wöhrmann, Sidney, Dr., 1890. Festen bei
Stockmannshof, Livland.
- Wolf, Th., Dr., Professor, 1870. Dresden-Plauen, Hohe-
straße 62.

- von Wolff, Ferdinand, Dr., Professor, 1895. Danzig, Technische Hochschule, Mineral. Institut.
- Wolff, Wilhelm, Dr., Bezirksgeologe, 1893. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- Wollemann, A., Dr., Oberlehrer, 1896. Braunschweig, Bammelsburgerstr. 3 I.
- Wülfig, Ernst, Dr., Professor, 1887. Kiel, Universität, Mineral. Institut, Schwanenweg 20a.
- Württemberg, Geh. Bergrat, 1876. Cassel, Jordanstraße 2.
- * Wüst, Ewald, Dr., Privatdozent. 1901. Halle a. S., Am Kirchtor 3.
- * Wunstorff, W., Dr., Bezirksgeologe, 1898. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- Wysogórski, Joh., Dr., Assistent am Geol.-Paläontol. Institut, 1898. Breslau, Schuhbrücke 38/39.
- Young, Alfred P., Dr., 1895. London, per Adr. Messrs. Grindlay and Co., Parliament Street 54.
- Zache, E., Dr., Professor, Oberlehrer, 1891. Berlin O, Küstriner Platz 9 II.
- von Zahn, Gustav Wilhelm, Dr. phil., Oberleutnant a. D., 1905. Halensee bei Berlin, Johann Sigismundstr. 15 II.
- Zech, L., Professor, 1883. Halberstadt, Wernigeroderstr. 23.
- Zechlin, Konrad, Apotheker, 1906. Salzwedel.
- Zeise, Oskar, Dr., Landesgeologe a. D., 1886. Berlin W, Elsholzstr. 15 pt.
- Zimmer, Robert, Bergwerksunternehmer, 1901. Wilhelmshöhe bei Cassel.
- * Zimmermann, Ernst, Dr., Professor, Landesgeologe, 1882. Berlin N 4, Invalidenstr. 44.
- Zirkel, Ferdinand, Dr., Professor, Geheimer Rat, 1865. Leipzig, Thalstr. 33.
- Zschau, E., Dr., Professor, 1853. Plauen-Dresden, Klingenburgstr. 5 I.
- Zuber, Rudolf, Dr., Professor an der Universität, 1897. Lemberg (Galizien), ul. Mochnakiego 36.

Erklärung der Tafel I.

- Fig. 1.** Gebänderter Amphibolgabbro von granulitartigem Habitus. — Steinbruch am Ufer der Freiburger Mulde oberhalb Roßwein. 16f. Vergr.
- Fig. 2.** Aggregat von Hornblendekörnern zwischen Plagioklasfragmenten hindurchgepreßt. — Schützwald bei Auerswalde. 36f. Vergr. (gekr. Nic.).
- Fig. 3.** Wohlerhaltener Bronzitzwilling in einer aus Mosaik und aus Trümmern bestehenden Amphibolitgrundmasse. — Zwischen Höllmühle und Tauscha bei Penig. 16f. Vergr.
- Fig. 4.** Zusammengeschobene und stark alterierte Bronzitsäulchen in z. T. einheitlicher Plagioklasgrundmasse liegend. — Höllmühle. 36f. Vergr.
- Fig. 5.** Fragmente von rhombischem Pyroxen in einer Grundmasse von Plagioklasmosaik. — Höllmühle. 16f. Vergr.
- Fig. 6.** Dasselbe bei gekr. Nic. 16f. Vergr.



1



2



3



4



5



6

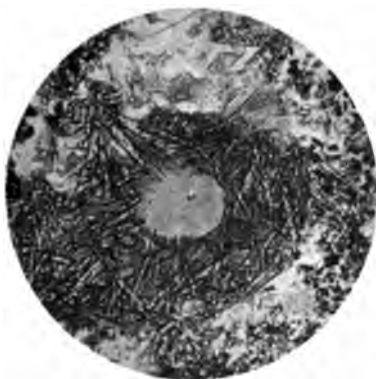
Erklärung der Tafel II.

- Fig. 1. Feldspatbasalt, Neubrandenburg. Nr. 182. — Feldspat in zwei Generationen. Ein die ältere, intratellurische Generation repräsentierender Einsprengling ist an seinen Rändern in eine von einem schnurförmigen Mineral umgebene zeolithische Substanz umgewandelt. — Vergr. 100.
- Fig. 2. Feldspatbasalt, Neubrandenburg. Nr. 206. — Ein zur intratellurischen Generation gehöriges Feldspatkorn ist von einem Kranz von Augitmikrolithen umgeben, so daß ein augitaugenähnliches Gebilde zustande kommt. Die Augitmikrolithen sind einer viriditischen Substanz eingebettet. — Vergr. 150.
- Fig. 3. Dasselbe Präparat. — Nesterförmige Anhäufung von Augitmikrolithen; „Augitnest“. — Vergr. 150.
- Fig. 4. Dasselbe Präparat. — Zwei von Augitmikrolithen umgebene Feldspatkörner der intratellurischen Generation sind teilweise in eine viriditische Substanz umgewandelt. — Vergr. 150.

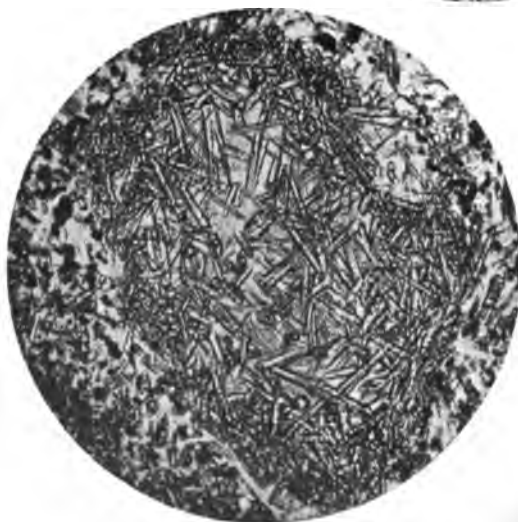
1



2



4



3

1

2

3

4

5

Erklärung der Tafel III.

- Fig. 1. Feldspatbasalt, Kellerssee. Nr. 166. — Augiteinsprenglinge umschließen unregelmäßig gestaltete Plagiokläse. Diese gehören mithin ebenso wie die tafelförmigen Feldspateinsprenglinge, von denen einer am unteren Rande der Abbildung teilweise sichtbar ist, der intratellurischen Generation an. — Vergr. 50.
- Fig. 2. Feldspatbasalt, Donnerschwee bei Oldenburg. Nr. 68. — Feldspat in zwei Generationen. Die zur älteren Generation gehörigen Einsprenglinge sind teilweise von intratellurischem Augit umgeben, sind also älter als dieser. Die jüngere, effusive Generation, welche einen Bestandteil der Grundmasse bildet, ist wie die ältere idiomorph. — Vergr. 50.
- - - - -

1



2

the organization, and the organization's relationship with the community.

The organization's relationship with the community is a key factor in its success.

The organization's relationship with the community is a key factor in its success.

The organization's relationship with the community is a key factor in its success.

The organization's relationship with the community is a key factor in its success.

The organization's relationship with the community is a key factor in its success.

The organization's relationship with the community is a key factor in its success.

The organization's relationship with the community is a key factor in its success.

The organization's relationship with the community is a key factor in its success.

The organization's relationship with the community is a key factor in its success.

The organization's relationship with the community is a key factor in its success.

The organization's relationship with the community is a key factor in its success.

The organization's relationship with the community is a key factor in its success.

The organization's relationship with the community is a key factor in its success.

The organization's relationship with the community is a key factor in its success.

The organization's relationship with the community is a key factor in its success.

The organization's relationship with the community is a key factor in its success.

The organization's relationship with the community is a key factor in its success.

The organization's relationship with the community is a key factor in its success.

The organization's relationship with the community is a key factor in its success.

The organization's relationship with the community is a key factor in its success.

The organization's relationship with the community is a key factor in its success.

The organization's relationship with the community is a key factor in its success.

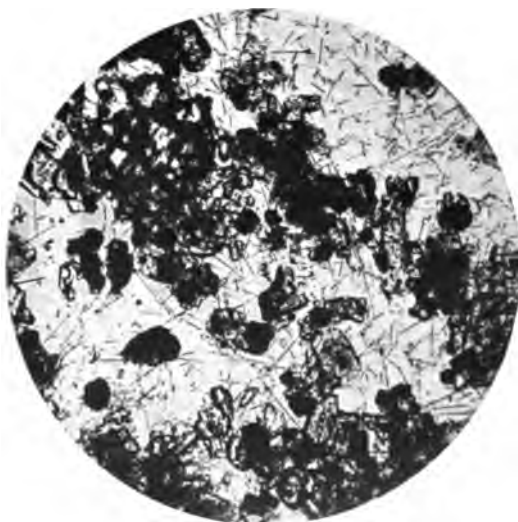
Erklärung der Tafel IV.

- Fig. 1. Feldspatbasalt, Donnerschwee bei Oldenburg. Nr. 22. — Die Plagioklasleisten stecken z. T. in Olivin, sind also während der intratellurischen Periode entstanden. Die farblosen Partien, die zur Grundmasse gehören und mitunter in Aderform durch diese sich hinziehen, bestehen aus kleinen unregelmäßig gestalteten Feldspatkörnern. Diese leptomorphen Feldspatindividuen repräsentieren demnach die effusive Generation. — Vergr. 100.
- Fig. 2. Feldspatbasalt, Korsorberg bei Oldenburg. Nr. 62. — Die von zahllosen Nadelchen durchsetzte farblose Füllmasse erweist sich im parallelen polarisierten Licht als ein Aggregat großer unregelmäßig gestalteter Feldspatindividuen. Es liegt hier also eine effusive Feldspatgeneration von leptomorpher Beschaffenheit vor. Feldspateinsprenglinge, als Vertreter der intratellurischen Generation, sind nicht vorhanden. — Vergr. 100.

1



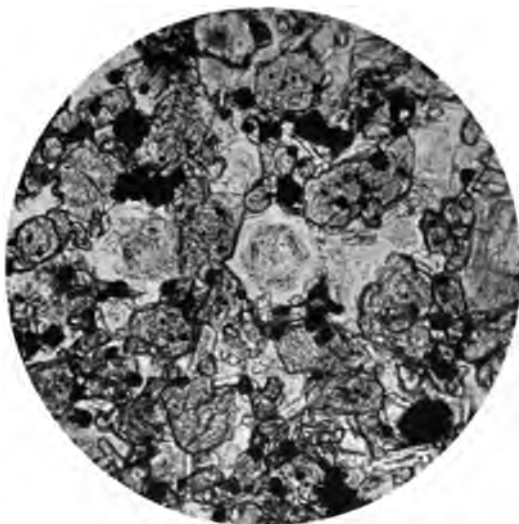
2



Erklärung der Tafel V.

- Fig. 1.** Nephelinbasanit, Kellerssee. Nr. 162. — Die farblose Füllmasse besteht aus teils idiomorphen, teils leptomorphen Nephelinindividuen, von denen einige Einschlüsse von Augitmikrolithen enthalten. — Vergr. 150.
- Fig. 2.** Nephelinbasalt, Damme in Oldenburg. Nr. 30. — Nephelin idiomorph, mit zentral gelagerten staubartigen Einschlüssen. — Vergr. 150.
- Fig. 3.** Nephelinbasalt, Loyerberg in Oldenburg. Nr. 69. — Nephelin idiomorph. Ein größerer Kristall umschließt ein Olivinkorn, das mit dem Wirt gleichzeitig auslöscht; parallele Verwachsung. — Vergr. 150.
- Fig. 4.** Nephelinbasalt, Wellen. Nr. 120. — Zwischen Nephelin und Olivin besteht dieselbe parallele Verwachsung wie bei dem vorigen Basalt. Bei größeren Olivineinsprenglingen ist die Nephelinsubstanz, von der sie fast regelmäßig umgeben sind, auf einen schmalen, rahmenartigen Saum beschränkt. Zufolge des Zurücktretens der Glasbasis kommt die Idiomorphie des Nephelins nicht überall deutlich zum Ausdruck. — Vergr. 120.
- - -

1



2



4



Erklärung der Tafel VI.

- Fig. 1. Leucitbasanit, Kellersee. Nr. 27. — In dem größeren sowohl wie dem kleineren der beiden annähernd kreisrunden Durchschnitte besteht die farblose Schale, welche Teile der Grundmasse in sich schließt, aus Leucit. — Vergr. 100.
- Fig. 2. Dasselbe Präparat. — Leucit in mäanderartigen Windungen. — Vergr. 150.
- Fig. 3. Leucitbasalt, Loyerberg in Oldenburg. Nr. 159. — Leucit teils idiomorph, teils leptomorph. — Vergr. 150.
- Fig. 4. Dasselbe Präparat. — Ein schmaler, aus unvollkommen ausgebildeten Leucitkristallen sich zusammensetzender Saum trennt das braune Glas von den kristallinen Bestandteilen der Grundmasse. — Vergr. 150.
- - - - -

2



1



3



Erklärung der Tafel VII.

- Fig. 1. Graugrüner Tonschiefer, unverändert; Gemenge von Glimmerschüppchen, Chlorit, Rutil- und Turmalinmikrolithen und klastischem Staub. — Draisbachtal.
- Fig. 2. „Knotenschiefer“, äußerer Kontakthof. Mikrokristallines Gemenge von Muskowit, etwas Biotit und Quarz, daneben größere Quarzkörner mit deutlich klastischem Habitus. Die „Knoten“ bestehen vorwiegend aus Ansammlungen größerer, gleich gelagerter und stark skelettartig ausgebildeter Muskowitblättchen. — Eberbachtal.
- Fig. 3. Biotithornfels, Gemenge von Quarz, Biotit, Orthoklas und saurem Plagioklas. Innerer Kontakthof. — Schürckopf, Großer Wald bei Gaggenau.
- Fig. 4. Schieferig-schuppiger Hornfels mit Andalusit und Diathen, Muskowit, Biotit und Quarz. Innerer Kontakthof. — Großer Wald bei Gaggenau.
- Fig. 5. Schieferhornfels mit Diathen, z. T. in büscheligen Aggregaten, Muskowit, Biotit, Granat und Quarz. Letzterer mit kräftiger undulöser Auslöschung. Innerer Kontakthof. — Großer Wald bei Gaggenau.
- Fig. 6. Schieferhornfels mit Granat, Muskowit, Biotit und Diathen, der von glimmerigen Verwitterungsbahnen durchzogen ist. Innerer Kontakthof. — Großer Wald bei Gaggenau.

Fig. 1 und 2 wurden zwischen gekreuzten Nicols photographiert.

Die Vergrößerung ist in allen Fällen die gleiche, 15 mal.

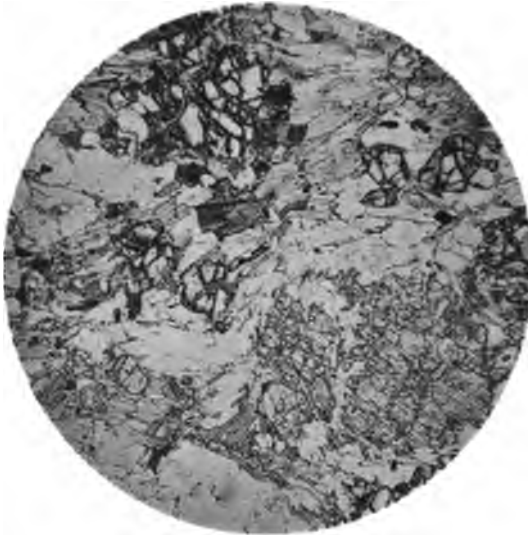


Fig. 6.

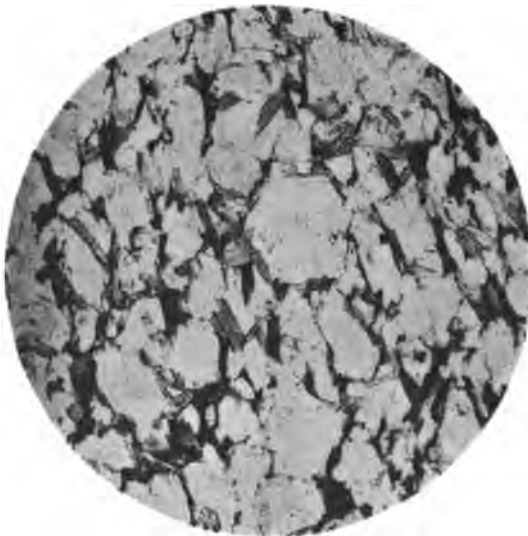


Fig. 3.

.

•

.

.

.

.

.

.

.

.

.

Erklärung der Tafel VIII.

- Fig. 1. *Mastodon* sp.; hinteres Ende des unteren Molaren (Waldeck Plant).
Fig. 2. *Equus* cfr. *Zebra*; Decid. 2 ob. (Barkley West).
Fig. 3. *Hippopotamus amphibius* var. *robustus*; Mol. 1 ob. (Barkley West).
Fig. 4. Desgl.; Prämol. 1 oben (Vaal-Fluß).
Fig. 5. *Damaliscus* sp.; Mol. 1 ob. (Barkley West).
Fig. 6. Desgl.; Mol. 2 unt. (Barkley West).

Sämtliche Figuren in natürlicher Größe.

Die Originale befinden sich in der Kgl. Bergakademie zu Freiberg.

- - - - -



Fig. 1.



Fig. 4.

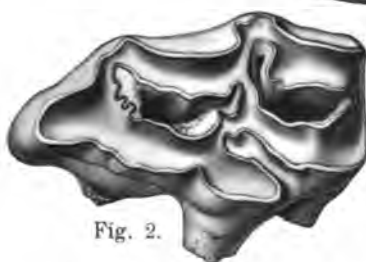


Fig. 2.



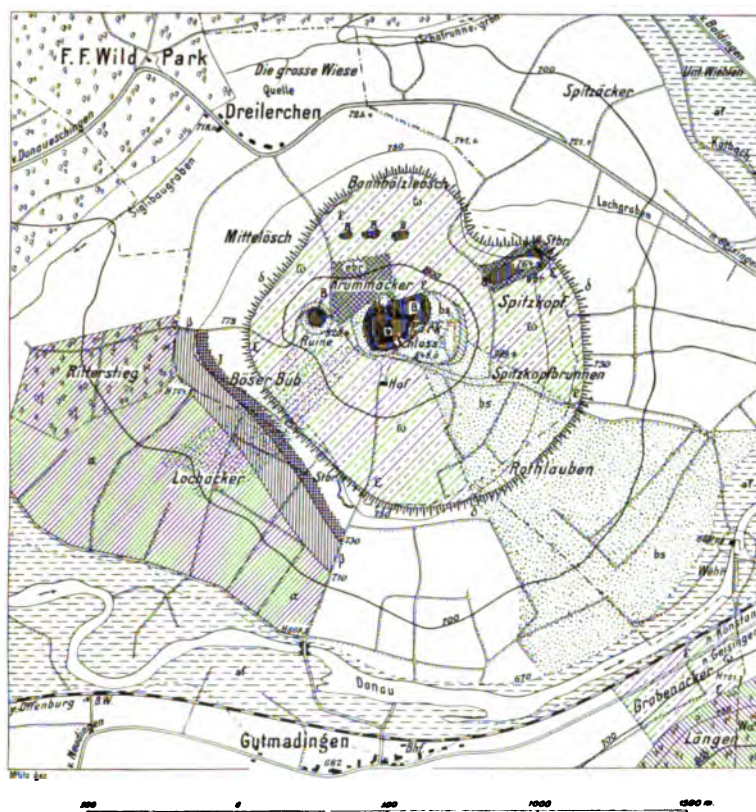
Fig. 5.









Fig. 3.








Fig. 6.



Zeichenerklärung:

- | | |
|---|--|
|  | Dogger α = <i>Amm. opalinus</i> . |
|  | - β = <i>Amm. Murchisonae</i> . |
|  | - γ = <i>Amm. Sowerbyi</i> . |
|  | - δ = <i>Amm. Humphriesianus</i>
u. <i>Ostrea cristagalli</i> . |
|  | - ϵ = <i>Amm. Parkinsoni</i> ,
<i>Rhynch. varians</i> und
<i>Amm. Macrocephalus</i> . |
|  | - ω = Eisenoolithe i. Epsilon. |

- | | |
|---|--------------------------|
|  | $W\alpha$ = Malm-Reste. |
|  | B = Anstehender Basalt. |
|  | ebr = Eruptions-Breccie. |
|  | bs = Basalt-Schutt. |
|  | af = Alluvium. |

Erklärung der Tafel X.

Fig. 1. Dwyka-Konglomerat bei etwa 50 facher Vergrößerung.

Fig. 2. Hard Blue aus der Newlands-Grube bei etwa 50facher Vergrößerung mit Glimmerblättern und abgerundeten Olivinkristallen.

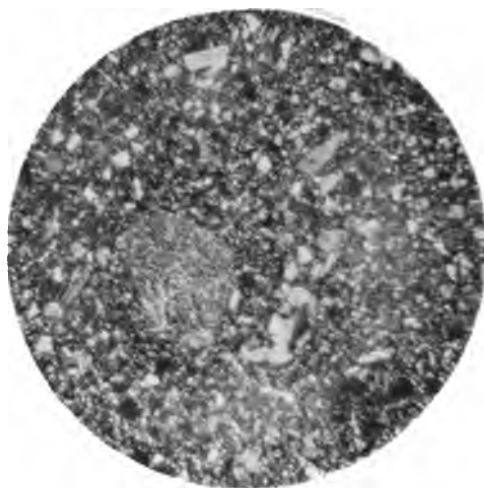


Fig. 1.



Fig. 2.

Erklärung der Tafel XI.

- Fig. 1.** Biotitfels aus dem Kimberlit von Newlands bei 50facher Vergrößerung. Zeigt rechts unten Körner von Apatit, oben solche von Ilmenit innerhalb einer trübgrauen Substanz.
- Fig. 2.** Granat-Pyroxenfels aus dem Kimberlit von Newlands bei 50facher Vergrößerung. Zeigt Trümchen von eingedrungenem Kimberlit mit scharf hexagonalen Biotitblättchen.
-



Fig. 1.



Fig. 2.

Erklärung der Tafel XII.

- Fig. 1.** Granat-Pyroxenfels aus dem Kimberlit von Newlands bei 50 facher Vergrößerung und unter gekreuzten Nikols. Die hellen Partien sind Pyroxen, die dunklen Granat.
- Fig. 2.** Eine andere Partie desselben Gesteins. Zeigt zwei unter einem Winkel von etwa 45° sich schneidende Systeme von Granatlamellen (dunkel) im Pyroxen (hell).
-

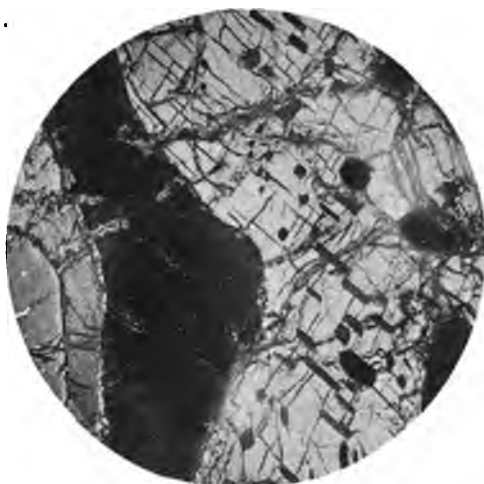


Fig. 1.

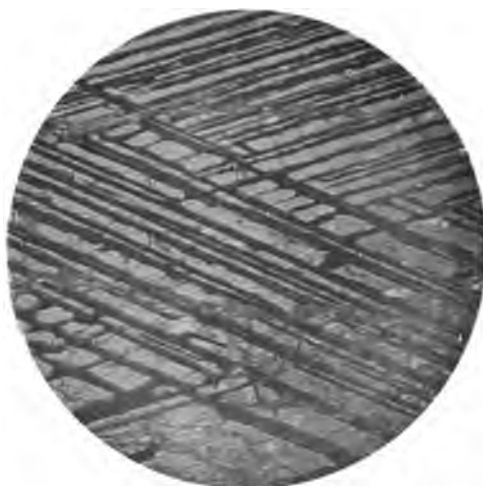


Fig. 2.

•

•

•

•

•

•

•

•

•

Erklärung der Tafel XIII.

- Fig. 1.** Hornblendegabbro aus dem Kimberlit von Nowlands bei etwa 50facher Vergrößerung. Läßt deutlich Labradorit, Diopsid, dunkle Hornblende, Biotit und opake Körner von Titanomagnetit erkennen.
- Fig. 2.** Einschluß aus dem Kimberlit der Roberts Victor Mine bei 50facher Vergrößerung. Augit-Plagioklasgestein mit verspratzten Körnern von Cyanit (hell) mit Granat (dunkler).
-

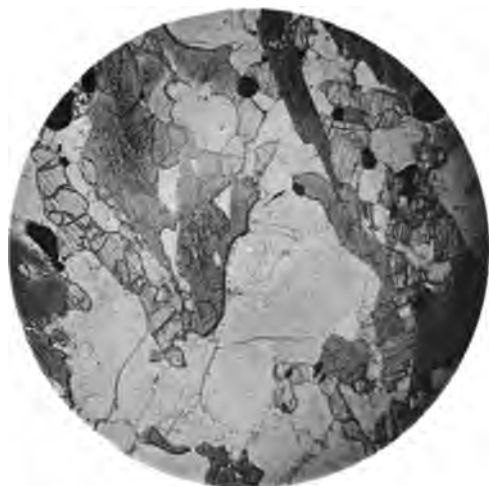


Fig. 1.

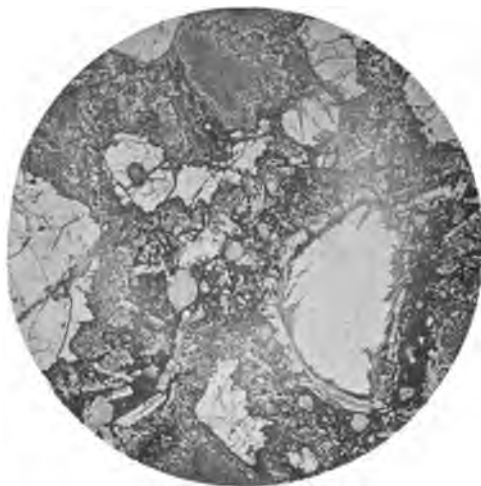


Fig. 2.

—

!

1

2

1

1

1

1

1

Erklärung der Tafel XV.

Fig. 1. Augengneis im Kontakt mit Granwackenhornfels. — Riesenberger Tal in Böhmen (vergl. hierzu S. 330).

Fig. 2. Südliche Felspartie des Haselsteines bei Böhmisch-Einsiedel (vergl. hierzu S. 336).



Fig. 1.



Fig. 2.

Horn-
fels

Misch-
gestein

Augen-
gneis



Kontakt zwischen Augengneis und „Metzdorfer Glimmertrapp“ (Biotithornfels).
(Vergl. S. 353.)

Erklärung der Tafel XVII.

(Vergl. hierzu S. 356.)

- Fig. 1.** Dunkler Hornfels mit zahlreichen parallel zur Schichtung verlaufenden Injektionslagen von Aplit (Muskovitgneis). — Riesenburg bei Ossegg in Böhmen.
- Fig. 2.** Felspartie bei der Riesenburg (westsüdwestlich vom Hause Nr 35) mit zahlreichen hell-fleischroten Injektionslagen von aplitischem Muskovitgneis in dunklem Grauwackenhornfels.



Fig. 2.



Fig. 1.

Erklärung der Tafel XVIII.

(Vergl. hierzu S. 358.)

- Fig. 1. Biotithornfels, von einem aplitischen Trum quer zur Schichtung durchsetzt. — Riesenburg bei Ossegg in Böhmen.
- Fig. 2. Injektion von Muskovitgneis in Biotithornfels. — Riesenburg bei Ossegg in Böhmen.



Fig. 1.



Fig. 2.

Erklärung der Tafel XIX.

(Vergl. hierzu S. 358.)

Fig. 1. Aplitgang in feinkörnigem grauen Gneis. — Riesenburg bei Ossegg in Böhmen.

Fig. 2. Gewundenes aplitisches Trum in kristalliner Grauwacke. — Zöblitz.

— — — — —

•



Fig. 1.



Fig. 2.



Granit im Kontakt mit Andalusitglimmerschiefer.

G = Granit.

H = Andalusitglimmerschiefer.

(Vergl. hierzu S. 360.)

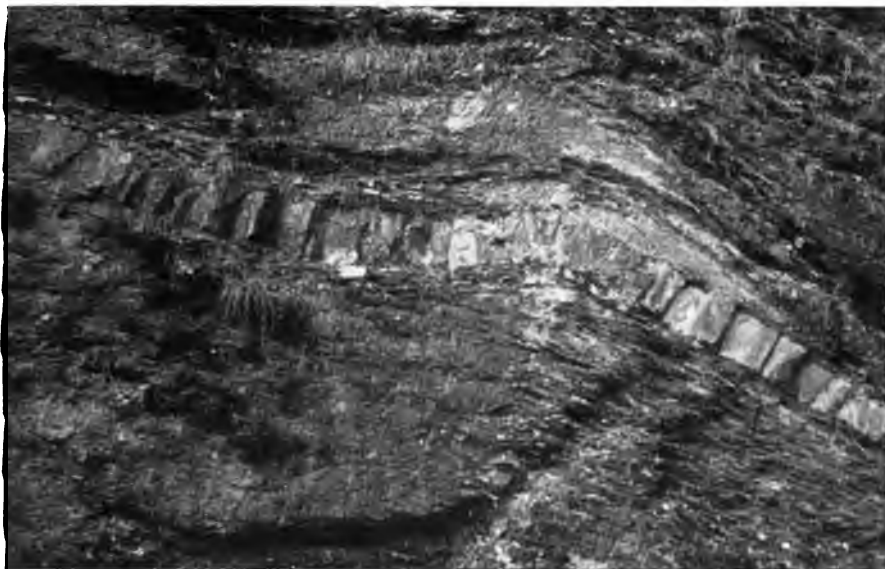


Fig. 1.



Fig. 2.

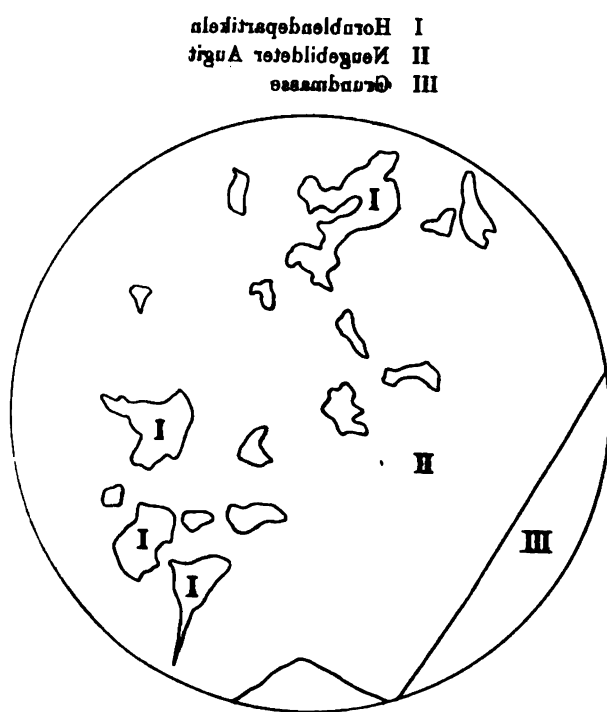




Fig. 1.



Fig. 2.

Inhalt des IV. Heftes.

Aufsätze.	Seite
13. MADDALENA, L.: Über Eruptivgesteinsgänge im Vicentinischen. (Hierzu Taf. XXI u. XXII.) (Fortsetzung)	386
14. BECKER, E.: Chemische Beziehungen einiger melilithhaltiger Basalte	401
15. WALTHER, KARL: Petrographische Untersuchungen einiger klastischer Gesteine aus dem Paläozoikum des rheinischen Schiefergebirges. (Ein Beitrag zur Einteilung dieser Gesteins- gruppe.) (Hierzu Taf. XXIII u. XXIV.)	417
Rechnungsabschluß	438
Eingänge der Bibliothek im Jahre 1907	446
Ortsregister	472
Sachregister	487

Erklärung der Tafel XXIII.

Fig. 1. Obereoblenzsandstein der Höhe 420,6 nördlich Wilsbach. — Vergrößerung 80fach. (Zu Seite 421 und 429.)

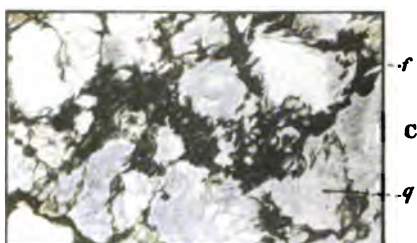
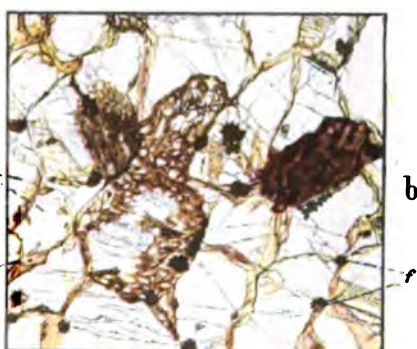
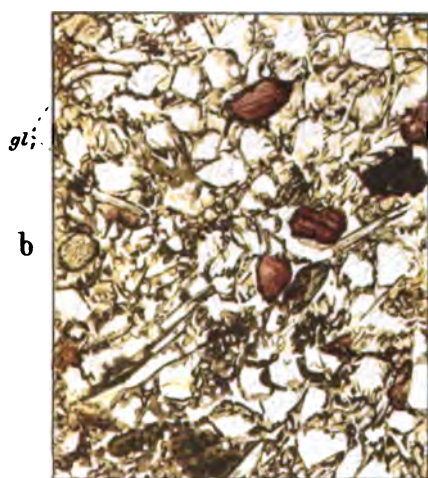
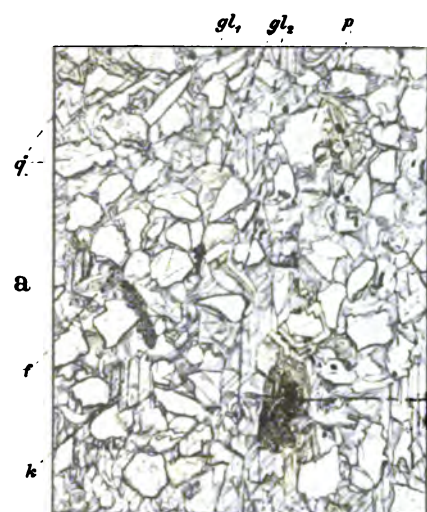
q = Quarz, k = Kalkspat, gl_1 = unverwitterter Glimmer, gl_2 = mehr oder weniger stark verwitterter Glimmer, f = daraus hervorgegangene ferritische Massen, p = Plagioklas.

- a) Das Gestein mit den ersten Anfängen der Verwitterung.
- b) Das verwitterte Gestein.

Fig. 2. Quarzit des tiefen (?) Untereoblenz von Rollshausen. (Zu Seite 421 und 428.)

Buchstaben wie bei Fig. 1.

- a) Das frische Gestein. Nicols gekreuzt. — Vergrößerung 110fach.
 - b) Der Beginn der Verwitterung. — Vergrößerung 72fach.
 - c) Das völlig verwitterte Gestein. — Vergrößerung 72fach.
-



A. Giltseh ges.

Fig.1.

Fig.2.

Erklärung der Tafel XXIV.

Fig. 1. Sandsteinschiefer des hangenden Obercoblenz nördlich Roßbach. — Vergrößerung 80fach. (Zu Seite 421 und 430.)

q = Quarz, gl_1 = unverwitterter Glimmer, gl_2 = mehr oder weniger stark verwitterter Glimmer, f = daraus hervorgegangene ferritische Massen.

Fig. 2. Quarzitsandstein vom Heiligen Berg zwischen Roth und Simmersbach. Vergrößerung 80fach. (Zu Seite 431.)

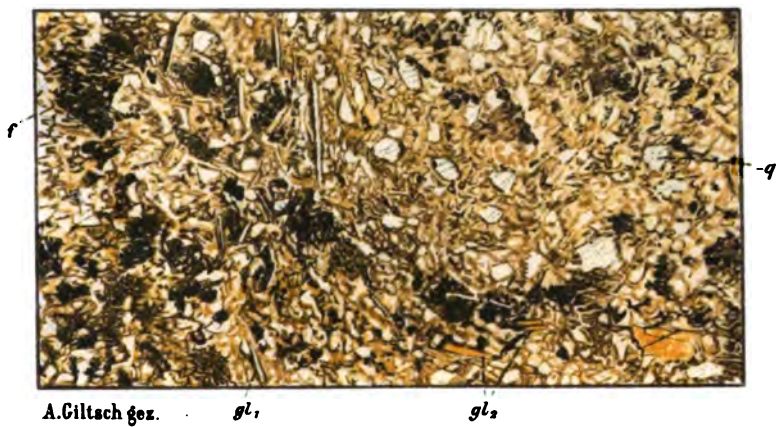
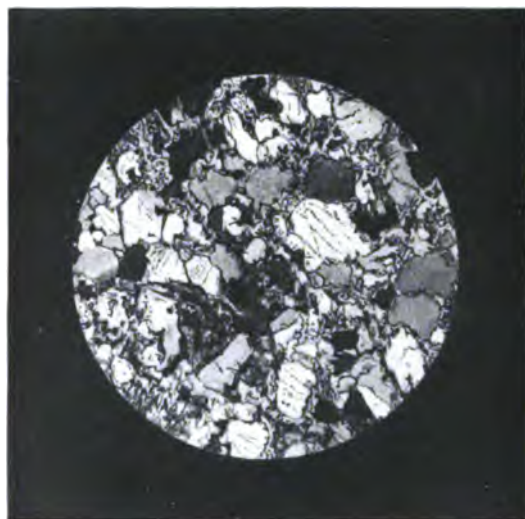


Fig.1.



A. Giltach gez.

Fig.2.

Erklärung der Tafel.

- Fig. 1. Bohrloch Oberheldrungen VI; 375 m Tiefe. — Querschliff. Natürliche Größe.
- Fig. 2. Bohrloch Sperenberg IX; 721 m Tiefe. — Querschliff. Natürliche Größe.
- Fig. 3, 4 und 5. Bohrloch Lossa E bei Wiehe. — Salz ausgelaut. Drei Längsansichten. Natürliche Größe.
- Fig. 6. Bohrloch Rüdersdorf I; 688,3—690,36 m Tiefe. — Längsansicht. $\frac{1}{7}$ der natürlichen Größe.
- Fig. 7. Querschliff zu Fig. 6. $\frac{1}{7}$ der natürlichen Größe.



Fig. 3.



Fig. 5.

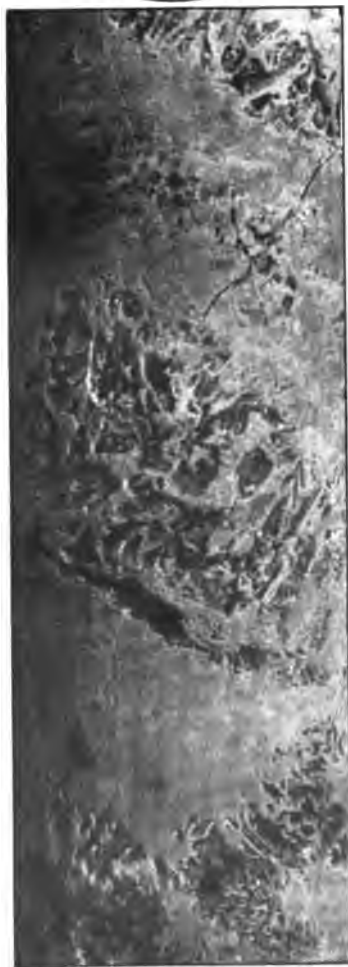


Fig. 6.



Fig. 7.

**THIS BOOK IS DUE ON THE LAST DATE
STAMPED BELOW**

**RENEWED BOOKS ARE SUBJECT TO IMMEDIATE
RECALL**

ANNEX RETRIEVALS



LIBRARY, UNIVERSITY OF CALIFORNIA, DAVIS

Book Slip-70m-9,'65 (F7151s4) 458

Nº 421886

**Deutsche geologische
Gesellschaft.
Zeitschrift.**

**QE1
D4
v.59**

**PHYSICAL
SCIENCES
LIBRARY**

PSL Annex

**LIBRARY
UNIVERSITY OF CALIFORNIA**

421886	Call Number:
Deutsche geologische Gesellschaft. Zeitschrift.	QE1 D4 v.59

